地 質 學 報

ACTA GEOLOGICA SINICA

第41卷　　第2期

Vol. 41　　No. 2

1961

中 国 地 质 学 会
地质学报編輯委員会編輯
科 学 出 版 社 出版

-113

LIBRARY
FEB 16 1962
UNIVERSITY OF CALIFORNIA

地质学报　第四十一卷　第二期

目　录

論我国富鉄矿已知重要类型的成矿地質特征……………………………………裴荣富、陶惠亮、叶庆同、赵一鳴、王立华（95）

鄂西宁乡式鉄矿的相与成因……………………………………傅家謨（112）

太行山东麓矽卡岩型鉄矿成矿地質特征……………………………李黎明（129）

关于一个南方煤田煤系地层和煤层綜合对比方法的初步研究……………………………………韓树棻、郑立媗、王綏年（136）

从珊瑚化石来討論祁連山南北坡早石炭世地层对比問題……………………………………俞建章、林英錫（154）

略論綜合地質普查工作中分散流与水化学找矿方法的作用及其合理应用……………………………………康継本、吳承烈、李善芳（175）

在新的形势面前……………………………………П. 安特罗波夫（185）

論伟晶岩的成因……………………………………Е. И. 湼菲多夫（192）

对影响高强度鉆粒鉆进速度的主要因素的研究…………………М. В. 加古林（199）

我国大地构造主要学說簡介……………………………………宇　声（212）

中国大地构造問題……………………………………謝家荣（218）

我国东南八省鉄矿預測会議报导……………………………………叶庆煥（230）

太行山平山、正定、盂县地区前寒武紀变質岩系現場会議报导…………任富根（231）

第41卷 第2期　　地 質 学 报　　Vol. 41, No. 2
1961年9月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　Sep., 1961

論我国富鉄矿已知重要类型的成矿地質特征

裴荣富、陶惠亮、叶庆同、趙一鳴、王立華

本文对我国許多地質工作者进行富鉄矿研究的結果，主要是解放以来的工作成果，进行了初步的汇集和概括，并对今后富鉄矿的研究工作和找矿方向提出一些意見，以供大家参考和討論。

一、富鉄矿的重要类型及其成矿特征

我国各类型鉄矿中均有富鉄矿賦存。就其規模与分布的广泛性而言，以內生鉄矿和外生鉄矿的浅海相沉积及沉积变質鉄矿中的富矿为主要。其他类型鉄矿中的富矿，虽然一般規模不大(也有个別例外)，但其分布相当广泛，因之，亦不能忽視。現仅根据已有的地質生产研究資料，对各主要类型富鉄矿的矿床的特征及其成矿地質条件探討于下：

(一) 內生鉄矿床方面

1. 晚期岩浆类型鉄矿床： 为含釩的鈦磁鉄矿及鈦鉄矿-磁鉄矿矿床。該类型矿床主要分布在华北、西南及西北地区，由于它們均与各时期(主要是海西期或前震旦紀)的基性岩浆杂岩有着密切的成因关系，这些杂岩体又多受大断裂构造控制，因此，在全国其他各地大断裂构造分布地带，亦可能繼續找到本类型的矿床。

根据目前研究資料，有关晚期岩浆类型鉄矿床中富鉄矿富集因素，主要有下列三个方面：

(1) 基性岩浆杂岩的分异作用：晚期岩浆矿床主要产于各种成分的基性杂岩体中。鉄矿床的規模、形状、产状和矿石物質成分及其在空間的分布等，均直接受基性杂岩体形成的各种地質因素控制。其中鉄質的富集与岩体分异作用的完善程度有密切关系。

例如，在一个典型矿区內，其基性岩浆杂岩分异为五个岩带，并具有如下的特征(見表)。

由下表所列五个岩带的岩石化学成分来看，它們較一般輝长岩更富含鉄質。这种富鉄質的基性岩浆杂岩的分异結果，自下而上地形成以橄欖輝石岩(或橄欖斜长岩)⟶鈦磁鉄矿⟶流层状輝长岩所組成的两个重复出現的岩組，并形成底部和上部两个含矿层。底部岩組的分异作用較上部尤为完善，故其含矿层厚度大，鈦磁鉄矿最为富集，含鉄品位也最高。其含矿层本身，实質上也是由各种不同品級的鈦磁鉄矿层与流层状輝长岩的条紋(或条带)状矿带所組成，而以矿带底部的鈦磁鉄矿带最为富集，并形成致密矿体。从矿体在垂直剖面上的各种类型矿石的分布来看，其富集現象也具有明显的漸变分带关系，一般由下而上可划分为：

1）致密块状矿石、致密块状与浸染状矿石互层；

2）致密浸染状矿石；

3）稀疏浸染状矿石；

4）含鉄流层状輝长岩。

綜上所述，基性岩体各岩带的分布、含矿岩組和含矿层中鉄质的富集，无疑均系受基性岩浆岩分异作用的影响所致。

<table>
<tr><th colspan="2">岩 带</th><th>厚度(米)</th><th>主 要 岩 性</th></tr>
<tr><td colspan="2">淡色流层状灰色岩带</td><td>1,000—1,400</td><td>間夹鈦、磁鉄矿带，越往上部則含輝石越少</td></tr>
<tr><td colspan="2">上部含矿层</td><td>0—120</td><td>富含輝石、磷灰石的鈦磁鉄矿层，底部为鈦磁鉄矿輝石岩或橄欖輝石岩</td></tr>
<tr><td colspan="2">暗色流层状輝长岩带</td><td>160—600</td><td>可分上、中、下三部，上部有3米厚的斜长岩一层，漸至中、下部輝石成分和金属矿物逐漸增加，局部夹淡色輝长岩及鈦磁鉄矿床</td></tr>
<tr><td colspan="2">底部含矿层</td><td>60—450</td><td>富矿-貧矿-含鉄围岩呈多次重复，鈦磁鉄矿层及流层状輝长岩亦呈漸变互层，在底部矿石中，鈦磁鉄矿愈为富集，呈致密矿体</td></tr>
<tr><td rowspan="3">边緣細晶輝长岩带</td><td>橄欖輝长岩</td><td rowspan="3">9—270</td><td rowspan="3">主要为具流层状的細晶輝长岩，其上部有时出現一层橄欖輝长岩，其下部与大理岩接触处出現輝长角閃云母片岩。此带与底部含矿层之間有粗晶及伟晶斜长岩侵入体，亦呈小岩株穿入矿层</td></tr>
<tr><td>片状細晶輝长岩</td></tr>
<tr><td>角閃云母片岩</td></tr>
</table>

（2）基性岩浆杂岩的构造作用：許多矿区資料表明，本类型矿床中高品位矿石的富集，直接受着岩体本身构造的控制。例如，某矿区的基性岩体呈岩盆状构造，一方面由于分异作用决定着富鉄矿主要集中在岩体下部；另一方面由于岩体原始岩盆构造的控制，致使在岩盆的凹陷部位更有利于高品位鉄矿的富集（图1），为此，按岩体的流层构造，找出岩盆的中心凹陷部位，即为高品位鉄矿最富集的地段。

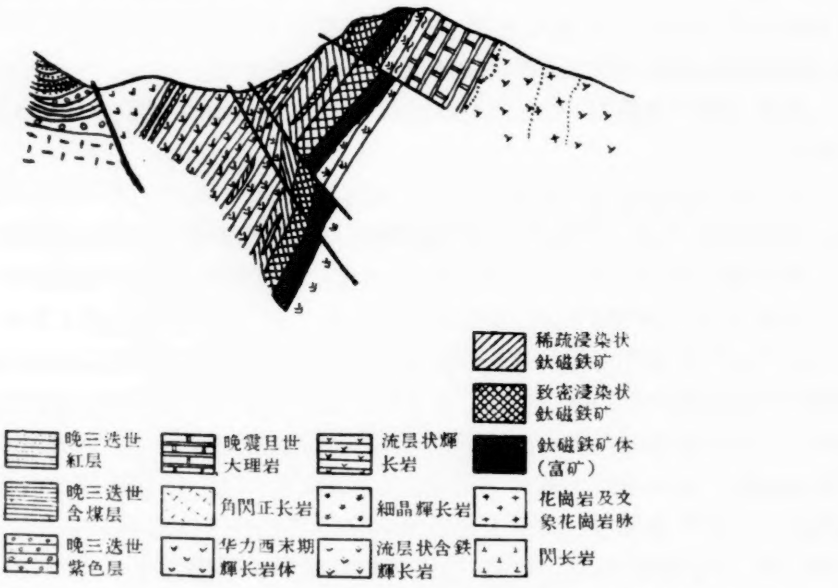


图1 岩体岩盆构造（以某地岩盆的东南部分为例）控制富矿体剖面示意图
（据徐宪1958年資料）

在另一个矿区内，基性杂岩体发育的裂隙构造带，系为控制富矿体生成的先决条件。另外，岩体分异的不同岩带的接触构造带（图 2），也直接控制着矿体的分布，并形成由致密块状矿石組成的若干近似平行的富鉄矿体。

(3) 晚期貫入的含鉄溶液的交代蝕变作用：晚期貫入的含鉄溶液，系基性岩浆杂岩晚期岩浆阶段分异作用的产物，在一定的条件下乜与围岩之間常产生交代蝕变作用，交代蝕变的強度，常决定着鉄矿的成矿富集作用。一般在近鉄矿体两側围岩的蝕变现象有：綠泥石化、鈉黝帘石化、碳酸盐化和纤閃石化。这些围岩蝕变的发育地段，一般鉄矿体的矿石品位較高。晚期岩浆矿床所具有的这种近矿围岩蝕变，可作为今后探寻富矿的标志，同时，也启示我們应注意研究該类型鉄矿的富化，可能与岩浆期后热液作用有关。

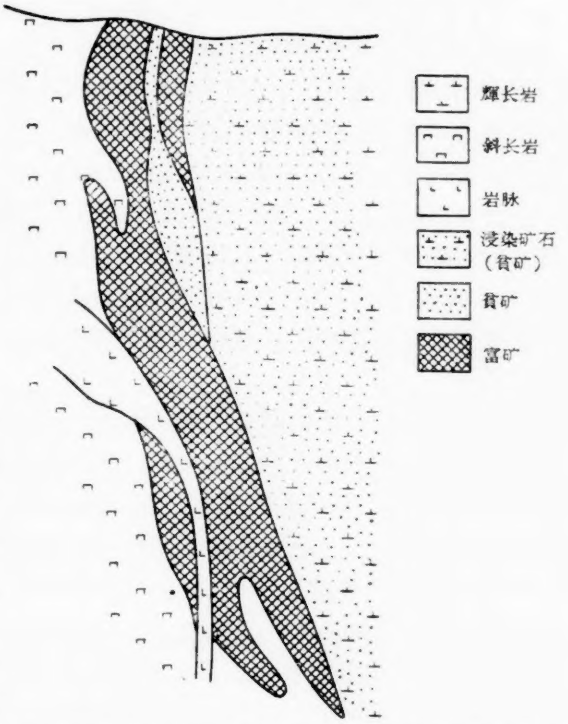


图 2　岩体分异的不同岩带接触控制富矿体剖面示意图
（据江福凱等 1957 年資料簡化）

另外，还应提出的是，近年来对本类型矿床的矿石物质成分和可选性能的研究，对矿床評价起到很大作用。一般認为矿石中鈦的存在形态有三：1) 在高温条件下鈦与磁鉄矿呈类质同象的固溶体，称为鈦磁鉄矿；2) 至600—700℃时，鈦分解析出粒状或格板状鈦鉄矿，与磁鉄矿呈联晶共生，称为鈦鉄-磁鉄矿；3) 若鈦呈鈦鉄晶石（$2FeO \cdot TiO_2$）微晶析出，呈細密格状存在于磁鉄矿中，称为莫根生矿。鈦磁鉄矿和莫根生矿，一般为难选或不可选的矿石；鈦鉄-磁鉄矿一般是可选的，其中粒状构造者最易于选别。这种易选矿石的形成，除与其生成时一定温度压力有关外，也可能与成矿后的区域变質作用有关。区域变質的再結晶作用可使細密格板状結构的鈦鉄矿变为易选粒状結构的矿石。例如，分布在我国北方前震旦紀結晶岩系中的岩浆晚期矿床，其矿石可选性能良好，也可能与区域性变質作用有关。

2. 气成-高温热液类型鉄矿床：本类型矿床目前在我国尚未大量发现，仅見于内蒙一带和长江下游地区。由于这些矿床均具有独特的成矿地質条件，特别是富矿的生成更显著地具有气成-高温的成矿特征，故暂并为一个大类。同时，又根据其受到与成矿有关的岩浆的侵入构造控制，及其所受到的温度、压力和地球化学等綜合地質因素影响的不同，可再划分为两个亚类：中、深成交代型和中、浅成貫入型。

(1) 中、深成交代型亚类矿床：本亚类型矿床是我国目前所特有的鉄矿类型。其成矿作用很类似高温、气成交代的矽卡岩类型鉄矿，但也有独特之处。根据目前的研究，其成矿富集条件可概括为下列四点：

1）与成矿作用有关的岩浆岩，为偏碱性的黑云母花崗岩，具有 $Na_2O + K_2O$ 含量偏高的化学成分。按最近研究資料，認为它可能属海西造山期的产物。

2）偏碱性黑云母花崗岩侵入体，受到地槽边緣褶皺构造的控制，并处于中深、高温、高压的环境中，及受到地层褶皺运动的作用下，与围岩形成同形褶皺构造，并产生不同程度的"交代侵入接触"[1)]。与此同时，又为伴有相当数量的揮发性元素(主要为氟)的酸性(含相当数量的鈉和一定数量的鉀)含鉄流体，与围岩交代而形成鉄矿。因此，在这种地質条件下，"交代侵入接触"作用的強烈程度与鉄矿規模的大小和鉄质富集程度常成正比。

3）矿体主要受化学活性較強的白云质碳酸盐类岩石所控制，特别是富矿体更明显地受这种围岩褶皺构造軸部的控制，其产状也与围岩构造相一致。

4）富鉄矿石具有一定的矿物組合，主要为磁鉄矿、赤鉄矿，并伴有一定量的磷灰石和大量氟石等揮发性的矿物組分。揮发性組分的富集作用，也可能是促使鉄质易于富集的重要因素。

（2）中浅成交代型亚类矿床：本亚类型矿床目前在我国发現地区不多，但从长江下游等地区整个矿田的成矿作用来看，間歇性的多期成矿可能系其特征。其早期成矿性质类似岩浆晚期矿床，但鉄质富集的盛世，应属气成高温热液阶段。此外，还有中温热液期的硫化矿染作用。本亚类富鉄矿的主要成矿地质条件和富集特点，可概括为下列三点：

1）与成矿有关的岩浆岩，主要为中性的閃长斑岩，向深部逐漸变为閃长岩，并以缺少鉄鎂矽酸盐矿物和以多磁鉄矿和磷灰石等矿物的浸染为特征。此系属燕山期产物。一般均为侵入侏罗-白堊紀火山岩系中的岩株体；受区域断裂控制明显，因之，常呈具有方向性排列的綫状分布。由于其在中、浅成条件下，所受到的温度、压力都是較为驟然地改变，从而产生不同势差的影响，在岩株体頂部不仅普遍生成斑状构造的边緣相，同时还发生复杂的破裂构造，特别是在其頂部的侵入岩鈡部位，围繞岩鈡形成环状破裂，这种环状的张开性裂隙构造带，为控制富矿生成的决定性条件(图 3)。

2）富矿体多呈网脉状致密矿石貫穿于浸染型的貧矿中，两者呈突变相接。另外，也有中、粗粒磁鉄矿富矿再交代貧矿現象，可見富矿生成較晚，并有重复交代富集的特征。

3）富鉄矿为具有阳起石、磷灰石、磁鉄矿等特定矿物組合的矿石。一般顆粒度較貧矿为粗，并常呈巨大伟晶状产出，这可能为在气成高温作用下，易于生成伟晶并促进鉄质再富集之故。

3. 接触交代-高温热液鉄矿床(广义的矽卡岩型矿床)：本类型矿床分布范围很广，几遍布全国各地。按矿物組合可分为：单一磁鉄矿或赤鉄矿、黄銅矿或黄鉄矿磁鉄矿、錫石磁鉄矿和多金属磁鉄矿等类型。

就矿床的区域分布特点看来，这类矿床大多数都具有多期性的成矿特征。也有些矿

1）"交代侵入接触"一詞系程裕淇等 1957 年对鞍山附近西鞍山的"对面山花崗岩"和围岩的接触关系进行研究后提出的。是指具有一定交代性质的侵入接触而言。围岩靠近接触綫附近，往往有寬度不大的混合岩化带出現，沒有正常的接触变质現象，或呈現介乎标准的区域变质和标准的接触变质作用之間的过渡类型的变质作用。这种現象的出現可能指示着当时及当地的大地构造环境及其活动性介乎所謂典型的地槽和地台的特征之間的过渡状态。

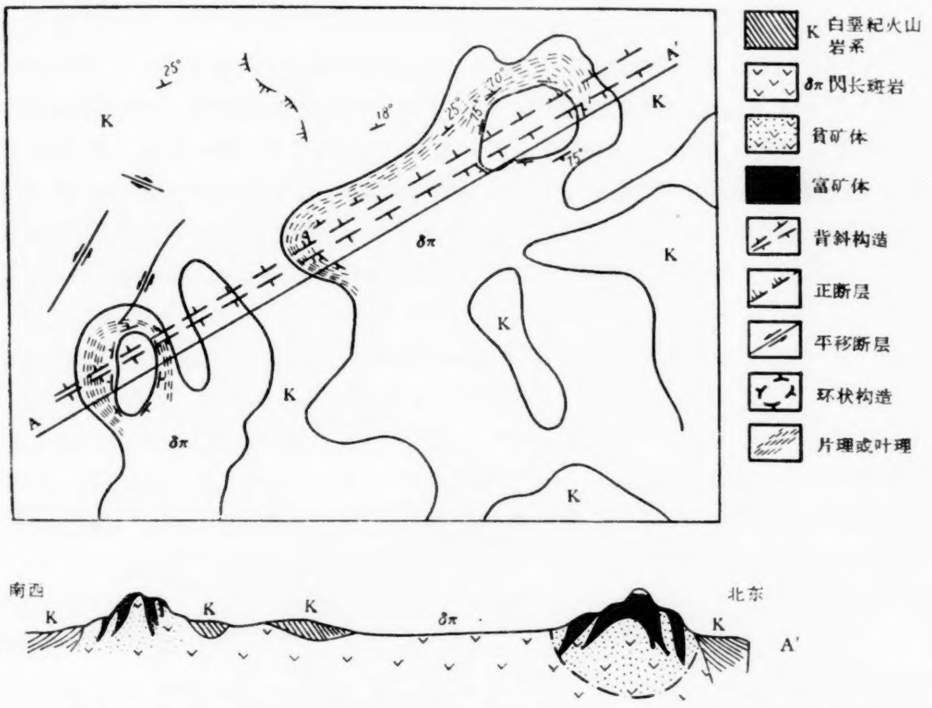


图 3　岩鉀的环状张开裂隙控制富矿体平面示意图（据向輯熙 1958 年資料簡化）

床还反映了間歇性的成矿特点。此外，同一成矿期也还常常包含有若干个成矿阶段。其成矿作用往往自气成作用的矽卡岩化阶段开始，在高温热液交代作用的水矽酸盐化阶段富集，甚至有些矿床可延續到中低温热液交代阶段而告終。

根据目前研究資料，可将本类型矿床所受构造、岩浆等属性的控制和其具不同金属含矿性的規律概括如下：

（1）产于地槽褶皺带中者：其与成矿有关的岩浆岩以偏酸性的中小型花崗岩类为主，它們多属海西造山期的产物。成矿作用以褶皺构造控制为主，并以含多金属伴生元素为其特点，如分布在东北北部、內蒙、天山、祁連山和秦岭等地槽中的矽卡岩型矿床。

（2）产于不稳定地台区內沉积拗陷带（区）中者：与成矿有关的岩浆岩以中、小型中性或中酸性（閃长岩或花崗閃长岩）岩类为主，它們多属燕山运动期的产物，并以燕山运动早期的成矿作用为主，但也有印支运动期者。成矿作用受拗陷带（区）內的褶皺断裂控制，并以有时形成含有鎢、錫或銅、鉬或鉛鋅多金属等复杂的伴生組分为其特点，如分布在长江中下游及东南沿海各省的矽卡岩型矿床属之。

（3）产于地台上或地台边緣的断裂构造带中者：与成矿有关的岩浆岩仍以中、小型中酸性岩类为主，但有时也出现偏基性的岩石，它們也是属于燕山运动期的产物，也有一些矿床时代可能較古老。成矿作用主要受断裂构造控制，并以形成含其他金属元素較少的鉄矿石类型为特点，如分布在我国华北和西南地区的矽卡岩型矿床属之。

以上的概括，仅为一般分布現象的归納，其成矿作用的詳細分析尚需深入研究。

关于本类型矿床中富鉄矿的富集規律，也可从火成岩、构造和围岩控制条件等方面来

探討：

（1）火成岩与鉄矿的富集：与成矿有关的火成岩一般为中、小型的中酸性侵入体。在接触带附近火成岩呈現偏碱性化或基性化（鉀、鈉长石化或鈣长石化）的地段，最易于促进矽卡岩化作用的进行。同时，也給継續上升的含鉄流体的富集，造成良好的空間。在这种地段，若再迭加有多期造矿活动，并伴随有強烈的水矽酸盐化作用时；則鉄矿往往最为富集。直接控制矿床的生成及矿体产状、規模和貧富。一般侵入体与围岩的接触綫越参差不齐，則鉄矿富集的希望越大，特别是围岩突入侵入体中（图 4）或轉折的接触部位，更易

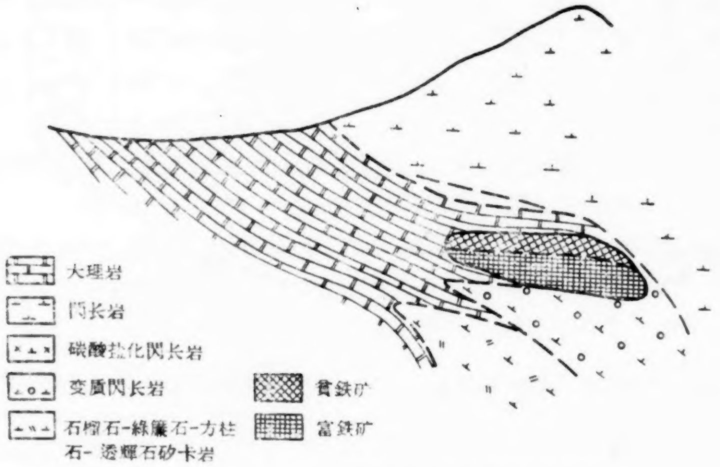


图 4 围岩突入侵入体中控制富矿体剖面示意图

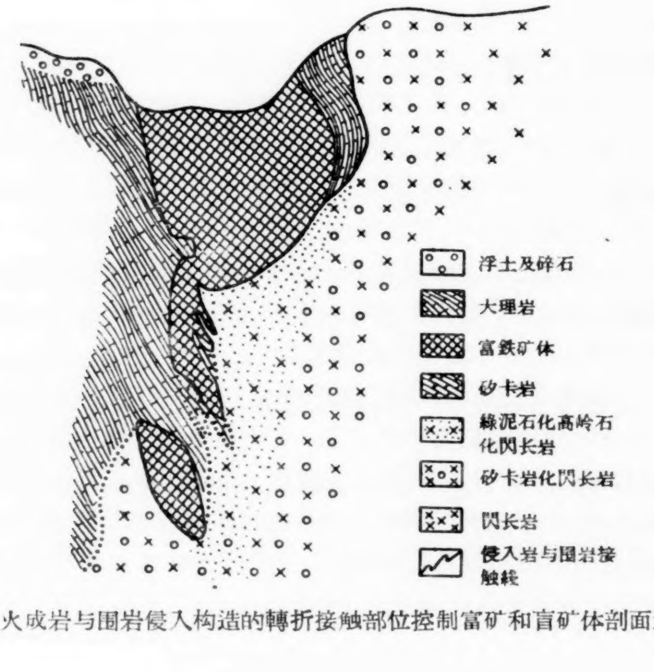


图 5 火成岩与围岩侵入构造的轉折接触部位控制富矿和盲矿体剖面示意图

形成較富集的矿体。这可能由于轉折接触构造綫起到阻挡作用，使鉄質易于孕育成矿之故。另外，在深部发展的几次轉折接触部位，常可能有潛伏盲矿体存在（图5），有时还成羣出現。經驗証明，詳細分析这种复杂的侵入接触构造型式，有利于发現更多的盲矿体，扩大矿区远景。

（2）围岩与鉄矿的富集：围岩性質也显著地影响到矿体的大小、形状和鉄矿的富集。根据已知資料，矽卡岩类型鉄矿可以产于各种不同性質的围岩中，但其中大型鉄矿床的围岩多为不純質的石灰岩；中型鉄矿为石灰岩，也有为矽卡岩夹石灰岩、粉砂岩和火山凝灰岩者；而小型鉄矿床的围岩基性則較为多样。不純質的碳酸盐类岩石之所以易于成矿，是由于其化学性質的活泼，易与岩浆岩的气态和液态殘余溶液发生反应，特别是当其夹在两层不易滲透的泥質岩之間时，更易控制含矿溶液起強烈的作用而富集。此外，也由于不純質灰岩中鎂、鉄、鋁等成分的参与，易于交代生成各种不同矿物組合的矽卡岩带。这时，含鉄溶液往往选择交代矽卡岩或結晶灰岩而成矿。若交代結晶灰岩（大理岩），則常呈单一磁鉄矿或赤鉄矿組合的自熔性富矿。如围岩含鉄質較高（如矽卡岩和含鉄砂岩），在成矿过程中就会阻止含鉄热液的扩散，促使鉄矿沉积而富化。例如华北和西南等地区的某些鉄矿床就是在原来沉积貧鉄矿或含鉄砂岩的基础上，經过接触交代作用而生成矽卡岩型富鉄矿。

（3）构造控制与鉄矿的富集：根据現有資料分析本类型矿床多产于拗陷区（带）內的凹陷和凸起的接触边緣地带；或者是隆起区內的凹陷边緣带上，并受区域性大断裂所派生的次一級断裂构造控制；同时，矿床的富集部位也受着凹陷构造边緣的复式褶皺构造中的次一級小向斜和背斜軸部的控制。以上由于构造控制而成生的綜合成矿因素，常表現为多种构造型式，主要可归納为：1）小背斜和小向斜的軸部；2）較大背斜和向斜的一翼或两翼；3）穹窿构造的边緣和背斜軸傾沒部分；4）节理、断裂和破碎带；5）层面裂开；6）不同构造的沉积間断（不整合面或假整合面），等等。这些构造型式都是成矿交代的良好空間。但是不同型式构造的成矿控制也有所不同，其中有些构造型式是形成矿床的构造空間，也有些是含矿溶液的构造通路。为此，必須詳細地进行矿田构造研究，也必須注意多种构造型式同时存在的复杂地区，特别是各种构造复合聚集的中心位置，常常是矿床分布最广、規模最大和矿石品位最高的部位。

4. 中低温热液型矿床：本类型矿床分布范围也很广，矿石以赤鉄矿、褐鉄矿和菱鉄矿为主，一般物質組成較簡单。

根据对本类型矿床成矿地質条件的分析，說明它常与接触交代-高温热液型矿床的成矿作用，有着区域性的联系，也就是說，在同一个成矿区（带）或某一鉄矿田中，这两种类型鉄矿常相輔而生，在某些矿区內甚至常成为矽卡岩型矿床成矿作用的延續，并重迭出現于矽卡岩型矿床之上。但其成矿条件和富集規律，也具有独自的特点，一般可概括如下：

（1）矿床与較小的中、酸性侵入体（花崗岩、花崗閃长岩、閃长岩等）有相当距离：有人認为它們在成因上有关，并可能是矿液的来源。但有的地区却沒有侵入岩的露头。有些矿区中中酸性或基性岩墻較为发育，也可能与这些岩墻有成因关系。

（2）矿床明显地受构造控制：有时，其产出的空間位置，常在数个大断裂交叉构成的地塹状构造中（图6），并与大断裂的次一級构造有关。在构造裂隙最发育地段，矿体規模

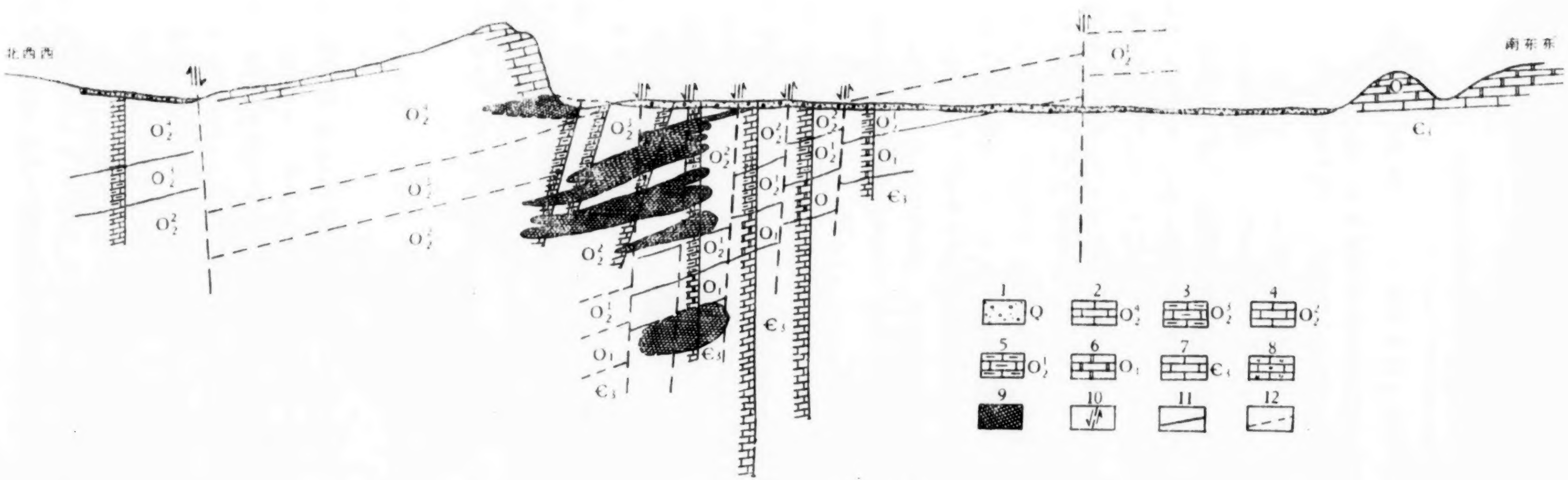


图 6　山东一鉄矿剖面示意图

1. 第四紀河流冲积层
2. 中奧陶世含燧石結核之厚层灰岩
3. 中奧陶世晚期泥质灰岩(对主要矿体的生成起屏蔽作用)
4. 中奧陶世厚层純灰岩(本矿区成矿最有利之岩层)
5. 中奧陶世下部泥质灰岩
6. 早奧陶世白云质灰岩
7. 晚寒武世石灰岩
8. 褐鉄矿化灰岩
9. 鉄矿体
10. 成矿前断层(以后又有活动)
11. 地质界綫
12. 推断地质界綫

較大，而在裂隙交会处，矿石品位最富。有人認为区域大断裂是成矿溶液的通道，可以导致来源于与矿区有相当距离的岩浆岩的殘余含矿溶液的充塡，而次一級构造裂隙是良好的成矿空間。我們認为鉄質来源可能与一定岩浆源有关，但也决不容忽視岩浆源的殘余溶液在活动过程中，有一定围岩組分的参与而使鉄富集的作用。

矿体的产状和形状亦严密地受构造裂隙的控制，通常呈似层状、凸鏡状、脉状及鸡窝状，其产状不一，陡傾斜和緩傾斜矿体連續出現，并常見膨脹、收縮、分叉、尖灭而再現等現象。膨脹部分矿体大而富，收縮和分叉部分則逐漸变貧，但若沿成矿构造追踪，亦可发現再次膨脹出現的潛伏盲矿体。

(3) 矿体围岩性質决定着矿床的生成形式：一般在鈣質岩石（包括凝灰岩）中，以交代成矿作用为主，若有泥質岩石作为鈣質岩石的屏障时，則更为明显地呈現选择交代鈣質岩石的現象而形成富矿体。其他脆性的泥砂質岩石，由于构造裂隙控制，也易于富集成矿，但以充塡作用为主。

若在矿床围岩中具有明显的构造裂隙，并兼具易于选择交代的鈣質围岩，从而出現充塡和交代两者复合的成矿作用时，矿床最为富集。近矿围岩具有一定程度的蝕变現象。一般有碳酸盐化、絹云母化、高岭土化、矽化、白云石化等；有的地区还有明矾石化、重晶石化，或含有少量螢石等。近矿围岩蝕变强度，也常反映成矿富集程度。

此外，还应指出，本类型矿床在过去常被認为属于出露地表的不規則脉状小矿体，特别是它們都是产于各种岩石中的弱磁性矿石，找矿标志不够明显。然而，已有經驗表明，这种类型的矿床在地下往往有隐伏的中大型矿床。

（二）外生鉄矿床方面

外生鉄矿床方面的富鉄矿，以浅海相沉积型鉄矿床較重要，在全国分布最广。其他如海陆交替相和內陆湖沼相沉积型鉄矿床以及各种风化、淋滤型的鉄矿床，都有富鉄矿賦存，在全国分布也很广，其中有的类型尚具有地区性分布的特点，例如在我国中南和西南地区的鉄帽矿床特別发育，因之，也具有不可忽視的重要意义。

浅海相沉积鉄矿在我国各主要地質时代的海相沉积地层中多有所发現，其中以早震旦世与中、晚泥盆世含矿层最为主要。前者主要分布在我国北方，后者主要分布在我国南方（最近在南方和北方亦都有新发現）。

根据已有研究資料，浅海相沉积型富鉄矿的富化有两种情况：即原生沉积富化和成矿后的富化。成矿后的富化，是以变質作用为主、风化作用为輔。变質作用的富化主要表現为含矿层受到岩浆作用的影响，使其中的鲕綠泥石和赤鉄矿、菱鉄矿貧矿石变質为磁鉄富矿；另外，也有晚期含鉄热液的作用，使鉄質增加，同时，硫、磷組份也有所提高。至于风化作用的富化，仅为原生沉积鉄矿浅部的氧化淋滤作用，从而产生次生富集，主要表現为鈣、鎂組份的淋失和氧化高鉄离子的增加而相对富化，但一般富化深度不大。原生沉积富化，是生成本类型富鉄矿的主要方面。其沉积富集規律可归納为以下几点：

(1) 鉄質来源充足和长期化学风化作用决定着鉄矿的富集：在冀北和豫西的早震旦世沉积鉄矿以及鄂西北、湘贛、滇东、桂东北和黔南的中、晚泥盆世沉积鉄矿均为来自古陆上久經化学风化的古老岩系中的鉄質，并在半封閉状的海湾和海盆及泻湖中，造成良好的

沉积环境,特别是在一定的地質时期的特定气候条件下(温湿),最适宜鉄的化学风化补給,而不适宜和沒有大量非鉄杂質的摻合时,更易于形成最富集的鉄矿。另外,在长期侵蝕的古陆上,分布着古老的沉积变質鉄矿,鉄質来源尤为充足时,鉄矿也最为富集。很多浅海相沉积鉄矿的富矿区多与其近邻古陆上沉积变質鉄矿分布的一致性,充分說明了鉄質来源充足的富集規律。

(2) 浅海沉积盆地临近古陆边緣地段的稳定程度和盆地凹陷速度的急緩,直接影响着富鉄矿的形成;很多浅海相沉积鉄矿的富鉄矿区的实例說明:靠近古陆边緣,地壳振盪稳定,盆地凹陷的沉降速度緩慢,并使鉄質的补給和沉积凹陷幅度呈現和諧的沉积补償規律,对本类型鉄矿的富集最为有利。一般在盆地凹陷沉积开始以后,緩慢的沉降速度,使碎屑岩相沉积厚度不大,并呈現有沉积韵律,逐漸过渡为泥砂質或粉砂質和泥灰質岩相时,鉄質最为集中,矿层最厚,鉄矿品位也最富。反之,地壳振盪頻繁,且盆地的沉降速度很快,碎屑岩相沉积厚度巨大,沉积韵律紊乱,这不仅說明沒有充分时間进行化学风化作用,鉄質不易富集。并且可能因沉积补償規律的破坏,使鉄質分散,不能形成富矿。

(3) 适宜的古地理和古地形,是控制形成沉积富鉄矿的良好环境。很多沉积富鉄矿区分布的实例,說明在浅海区域或浅海的島海区内鉄矿最为富集,其次为滨海区。浅海海岸曲折程度大,一般呈現海湾、半封閉海盆和泻湖时,成矿最有利。浅海海岸和海底古地形的起伏程度也是控制富鉄矿沉积的因素。一般在浅海海底地形隆起并向凹陷海过渡的緩坡地带,以及海島和海底隆起周围的緩坡地区,都是鉄矿富集地段,特别是在向深海过渡的范围内,由于鈣質成分的增加,常出現自熔性富矿(图 7)。

(4) 海进和海退变换的海水动力作用,是鉄質迁移、集中、停滞和沉积富集的重要控制因素。一般鉄矿形成在海进时期,海退时期較次要。在海进开始以后的发展阶段鉄質最为富集,但不是富集在海进的开始或最高潮期。很多矿区鉄矿层的分布都集中于海进发展阶段所沉积的泥砂岩、粉砂質或泥灰質岩相中。而海进初期的单一砂質岩相或海进高潮期的单一鈣質岩相中鉄質較貧的事实,即可說明海水进退的控制規律。另外,海水緩慢地升降、海流长时期的迂迴和停滞,使海底常期保持稳定的沉积、富集环境,鉄質易集中停滞而沉积形成富鉄矿。反之,海水动盪頻繁,海流湍急,則会破坏稳定的沉积环境,例如在古河口、海峽、海沟和开闊的平直海岸地区,都因海水动力作用的破坏,使鉄質不易富集。

綜上各点,是多从鉄質来源、沉积的构造条件、古地理、古地形的环境以及海水动力作用等的富集成矿的先决条件来提出的,至于鉄質在介質(海水或湖水)中呈何种方式进行沉积,以及控制这些沉积作用的物理、化学条件,也均应給予极大重視、予以研究。根据目前研究資料来看,广泛分布的沉积鉄矿,在具有一定的沉积层位和岩相以及一定的控制沉积环境下,認为鉄質应以悬浮物的机械搬运沉积作用为主,但鉄質呈溶液状态的化学和生物的沉淀作用,似也存在。此外,古气候亦影响着沉积作用的进行,故对区域性古气候变化的研究,也不容忽視。

此外,还应特别指出,以上对沉积鉄矿富集規律的归納,无論是从沉积先决条件方面还是从沉积方式等方面的規律性,均应全面地加以綜合考慮,強調一点有利和不利因素,都可能对矿床得出片面的評价。

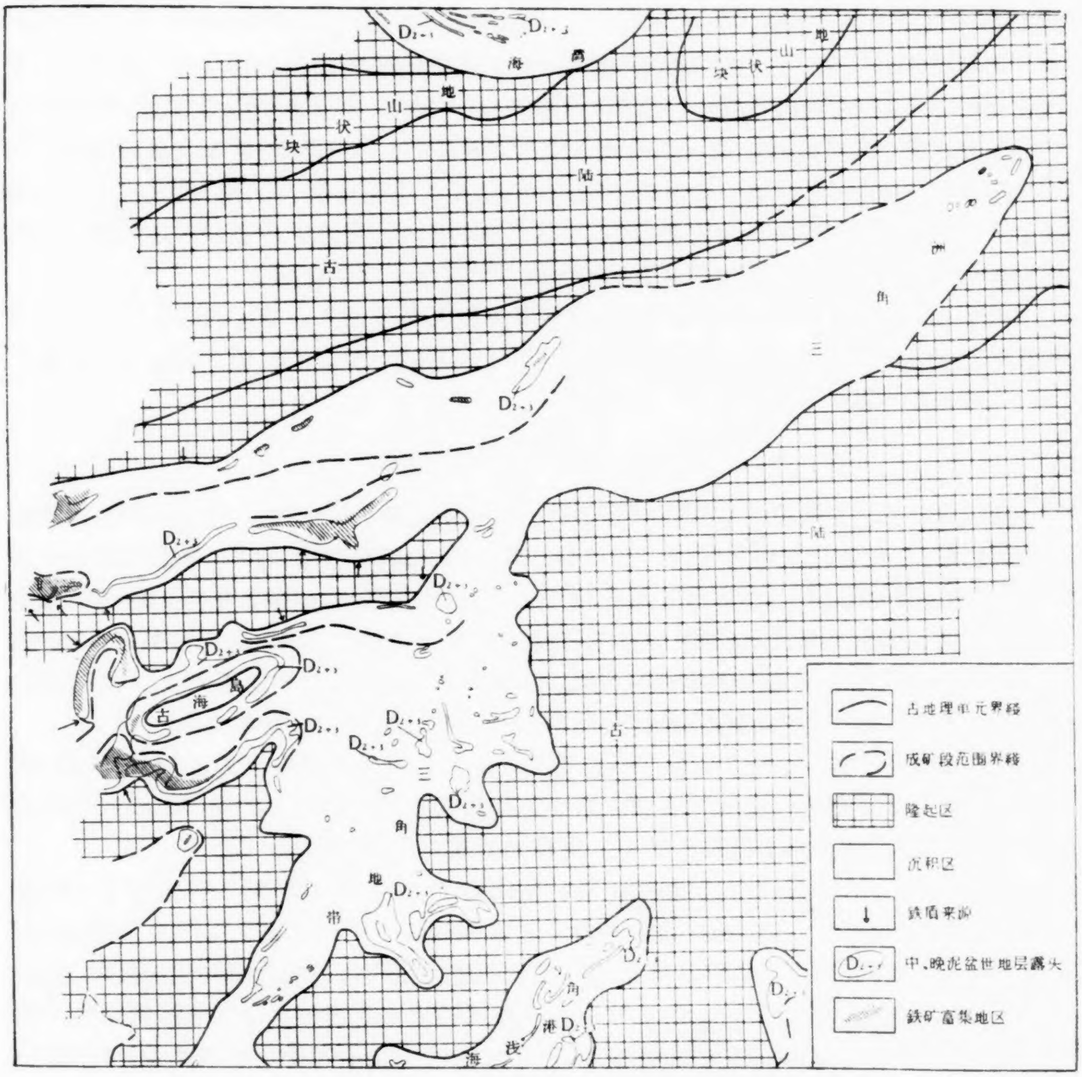


图 7　华南一地区晚泥盆世沉积鉄矿富集規律示意图

浅海相沉积型富鉄矿除上述两个主要地質时代的含矿层外，其他各地質时代中亦均有富鉄矿賦存。其中以分布于我国西南地区的中奥陶世地层中的鲕状赤鉄矿床具有一定規模。今后有必要对該地区注意研究矿区构造，查明其生成規律，这亦是寻找富鉄矿的主要类型之一。

另外，在全国各地的石炭紀、二迭紀、三迭紀、侏罗紀和白堊紀以及第三紀地层中或含煤系的层位中，均应具有一定工业价值的赤鉄矿、菱鉄矿矿床。它們大多由海陆交互相沉积和內陆湖沼相沉积生成，并具有形成大量菱鉄矿富矿石的优越条件。有些矿床还可含有一定数量的錳，形成具有特殊工业意义的錳菱鉄矿。

上述这些矿床的富化規律也是多式多样的，如次生氧化淋滤作用，常使很多矿层生成含杂質不高的褐鉄（富）矿。也有些矿区受后期火成岩的接触变質作用，生成再富集的矽

卡岩型矿床。因此,需要綜合地、全面地研究与对待其富集規律。

外生鉄矿床方面,还应提出的是各种风化淋滤型鉄帽矿床。这种类型矿床不仅具有地区性分布的特点,而且在适宜的自然地理和地质条件下,原生硫化金属矿床,可以广泛生成鉄帽矿床,甚至有些矿床可以形成大型的富鉄帽矿,并以低磷、甚至低硫的褐鉄矿为主。一般可将鉄帽分为:单一黄鉄矿床型,鉛鋅硫化矿床型和銅、鉛、鋅、黄鉄矿床型。前两者分布最广,但鉄质多不如后者富集,原因是銅、鉛、鋅、黄鉄矿多金属矿床的原生矿石建造的含鉄量較高,多金属离子易于分散而使鉄质最易于次生富集。

最后应指出,寻找外生氧化矿床还应注意寻找具有很大工业意义的超基性岩风化壳型富矿。另外,在全国各地已发現的玄武岩风化壳型的小型富矿和矽卡岩及其他含鉄岩石风化形成的富鉄矿,都应适当予以注意和研究。

(三) 变質鉄矿床方面

变质鉄矿床,主要包括受变质的沉积鉄矿床和变成鉄矿床两类。后者主要是产于古老变质岩系中,往往在片麻状花崗岩与結晶鈣質岩石的接触带附近生成、含有近似矽卡岩矿物(鉄鎂或鉄鋁矽酸盐)和碳酸盐类矿物伴生的磁鉄矿或含錳磁鉄矿矿床。这类矿床是在区域性的深变质和多变质作用过程中;在特定的介质、围岩和同构造作用的条件下形成的。它們的产状与矽卡岩型矿床有所类似,但成矿环境和成矿性质均不同。这类矿床虽一般品位較高,但对其鉄质富集条件,还沒有进行系統的或深入的研究工作。

受变质的沉积鉄矿,主要包括产于前震旦紀变质岩系中的条带状或条紋状赤鉄矿磁鉄矿矿床和产于下部古生代輕微变质岩系中的条带状鏡鉄矿菱鉄矿矿床。矿石以貧矿为主,但其中賦存有各种类型富鉄矿矿石。現将其富集規律概括如下:

(1) 原始沉积型富鉄矿:即和貧矿同时生成的原始沉积富矿,并一同經历了区域变质及有关的地质作用。它的成矿地质条件和富集規律除受到了区域变质作用,使鉄质再集中而相对富集外,其原始沉积富集条件有如前所述古生代以后的浅海相沉积鉄矿。但由于其生成年代久远,地质变迁很大,目前尚不能詳細的找出其岩相古地理等控制規律。根据現有发現的原始沉积富鉄矿的資料来看,产于太古代地层中的受变质鉄矿床,可能属于优地槽型沉积的鉄矽质建造,一般矿床規模大,矿层厚度大,分布广,連續性长,但含矿层以矽质为主。产于元古代(?)地层中的受变质鉄矿,可能属于冒地槽型沉积的矽鉄质建造,有些矿区可能伴有火山噴发沉积建造。一般矿床規模、矿层分布、厚度和連續性均較逊于前者,但矿层中鉄质較矽质占优势。产于下部古生界中的受变质鉄矿床,属于古生代地槽型沉积的鉄质碧玉岩建造,也伴有多次火山噴发建造。一般矿体規模、矿层分布、厚度和連續性,也較逊于太古代者,特别是其分布的局限性較大。从上述总的情况来看,原始沉积型富鉄矿的富集和变化,有随不同大地构造单元控制并与各时代的沉积型相和沉积建造的不同有关。也可能因有火山噴发的加多增加鉄质来源而有所富集。在各时代的不同沉积型相和沉积建造的受变质矿床的具体矿区中,仍常賦存有原始沉积富鉄矿的存在,近年来在很多受变质沉积的貧鉄矿区中,都发現有局部的原始沉积富鉄矿。

(2) 变质(水)热液交代型富鉄矿:貧矿在区域变质作用的末期,由于与貧矿共生岩石經历区域变质作用或者由于与区域变质有关的花崗岩化的作用而产生了变质(水)热

液，并使貧矿中的杂质受到了溶蝕作用而去矽(鉄质相对富集)，同时也携带和迁移其中鉄质和其他組分，在适宜的构造(密挤褶皺带、逆断层带、褶皺軸部、破碎带)控制下，交代貧矿(增加鉄质)而使鉄矿再富集(图8)。这种变质(水)热液的溶蝕、交代作用，具有区域变

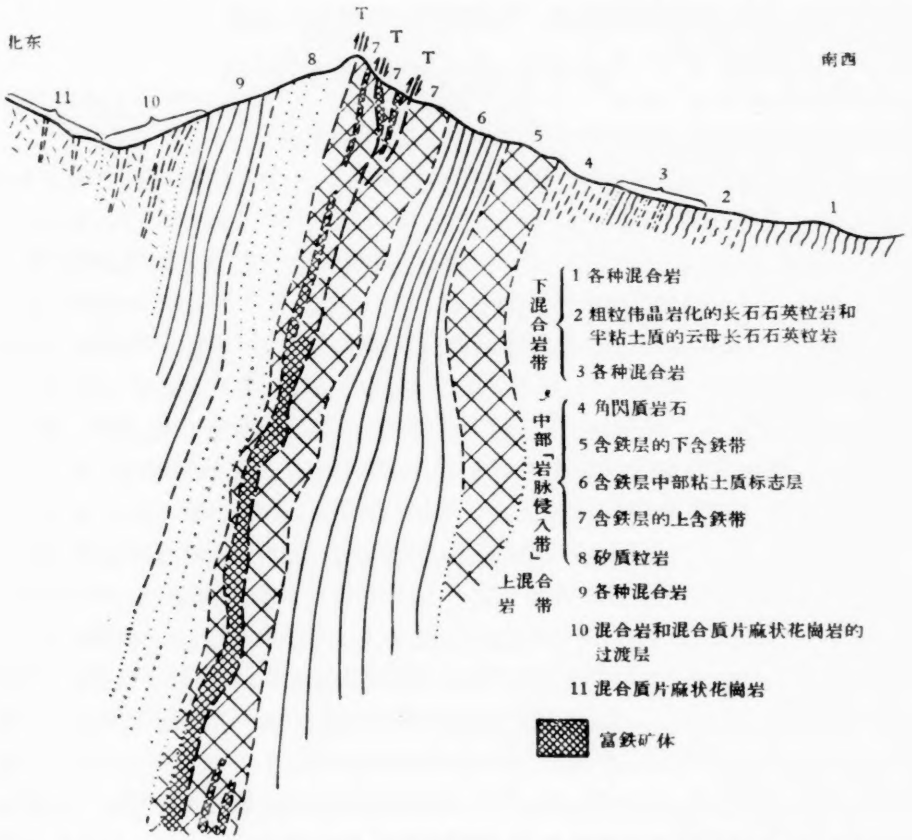


图8　变质(水)热液交代型富矿形成剖面示意图(据程裕淇1957年資料簡化)

質末期一定的物理、化学特性，与一般岩浆期后的热液性质不同，但具有明显的热液(气)作用特性，并在其发生和活动发展过程中，受有一定成分围岩的調剂，使其呈現有既能溶蝕矽质也能迁移鉄质的特殊介质作用。因而，在伴随鉄矿交代富集的同时，也常生成綠泥石和鎂鉄閃石以及硫化物等矿物，这些变质(水)热液作用生成的蝕变带，常可作为富矿的找矿标志。我們認为本类型富矿的生成，不能忽視了在特定的区域变質作用条件下所产生的特殊介质(水或热液、气等)的迁移、交代富集作用。

(3) 古风化壳型富鉄矿：即为在碱性溶液作用下，淋滤并带走了原始貧矿中的矽質，而在含鉄石英岩中生成疏松或多孔状的氧化富矿石。本类型富矿常形成巨大規模的矿床，在世界上占有重要位置。因此，对那些具有良好的成矿地质条件的矿区，如裂隙构造发育、切割地形和潛水面的不断下降及早期风化壳又被晚期沉积层复盖等地区，均应进行工作。

(4) 晚期热液交代型富矿：由于加里期、海西期和燕山期以来的火成岩活动及其所

产生的岩浆期后含鉄热液,与含鉄石英岩(貧矿)发生充填交代作用而生成的富矿。該类型富矿,一般均呈不規則脉状,常切割含石英岩层理,并受构造裂隙控制,目前在全国各地的沉积变質鉄矿床中均有发现,惟其規模均較小。但是,近来也发現有訊为属于晚期岩浆的侵入与含鉄石英岩发生接触交代作用所生成的較大規模的富矿,因而,火成岩侵入作用的岩浆期后热液活动,对沉积变質鉄矿的富集作用,也不应忽視。

二、对今后富鉄矿找矿的意見

現就今后富鉄矿找矿方向問題,提出以下几点初步意見:

第一,我国已知富鉄矿类型是多种多样的,特别是在一个成矿区内經常有多种类型富鉄矿同时賦存。其分布规律也常具有一定的区域成矿联系性,这种特点是我国广大地区地質发育規律的客观反映。例如在我国分布极广的內生鉄矿床,不論其以何种成因为主,其富化規律多表現为多期的成矿特征,并且可以看到几个阶段成矿的継承性。岩浆晚期成因的釩鈦磁鉄矿床,其中伴有的强烈围岩蝕变的富化作用,很可能为有延續至岩浆期后富化的关联性;岩浆期后的气成-高温热液含鉄热液的活动,常易于継承在与岩浆晚期成因有关的浸染型貧矿中,形成"貫入型"富矿;接触交代至高温热液矿床,实質上也是气成-高温含鉄热液在不同地質构造控制下的成矿作用,甚至本类型矿床的本身,也是由接触期至高温热液期的两个成矿阶段的延續。至于中低温热液矿床常形成为接触交代至高温热液成矿作用的延續,则其間更为具有区域成矿的联系性。同样的,与內生矿床成矿有关的岩浆岩的侵入活动,也无例外地易于影响到外生沉积矿床的变質和富化;相反的,外生的成矿作用,不仅可以使原生的含鉄岩石中的鉄質发生迁移,而在适宜的古地理条件下富集,并且可以氧化、淋滤各种类型的貧鉄矿而使鉄質殘余富集。受变質沉积矿床的富集,也完全遵循着沉积矿床的富集規律,至于在变質作用过程中生成的富矿,虽然是以区域变質作用为主,但其富化作用也有岩浆作用以及外生氧化参与。另一方面,在古陆上經受长期化学风化的受变質鉄矿,也为沉积鉄矿增加了鉄質来源的富集条件。总之,各种成矿作用的相互增生和彼此联系,使区域成矿作用自然形成有机的联系。因此,在寻找富鉄矿工作中,必須詳細分析各种地質构造条件下的成矿作用,从其发生和发展以及成矿的广泛性和彼此联系性,辯証地、全面地考虑在一个成矿內的富鉄矿类型,不能单純只注意某一类型的寻找而偏废其他类型。

但是,也必須指出,对各类型富鉄矿除应从成矿作用联系性的观点对矿田进行全面評价外,还应注意同一类型矿床在不同地区的地質特点之下所反映的区域性差异,以避免用类型套矿床,导致錯誤的評价。同时还应在結合当前工业建設的要求下,在种类繁多的矿床类型中,选择最具有工业意义的类型和重点矿区深入进行工作,以集中力量迅速解决富鉄矿資源問題。根据目前工业要求和我国富鉄矿成矿特点来看,我們訊为今后在全国找寻富鉄矿时,应以接触交代至高温热液鉄矿床(广义矽卡岩型)为主。这种类型矿体在时間和空間上分布极广,成矿地質条件优越,远景很大。特别是矿石大部分属于磁鉄(富)矿,找矿方法簡便,并已积累有較成熟的經驗,易于获得找矿效果。更重要的是,本类型矿体以隐伏矿体和盲矿体特别发育,有时盲矿体可在适宜的构造和围岩条件控制下成羣出現。

在已普查或勘探过的矿区中,只要仔細研究其成矿条件和进行細致的工作后,均能継

續发現盲矿体。当然，在提出全国以找矽卡岩型富鉄矿为主的同时，也不应忽視各地区的地質特点，应相应地开展各地区所特有的其他富鉄矿类型的找矿工作，如我国北方的沉积变質富矿和早震旦世沉积富鉄矿等；南方的中、晚泥盆世沉积鉄矿及煤系中的菱鉄矿等。各地区特有富矿类型实例很多，这里不多列举。

第二，在以寻找富矿为主的同时，亦要注意貧矿，因为貧、富矿的成矿条件往往是有机地联系着的，应加強在貧矿中找富矿的工作。富矿和貧矿在各种矿床类型中，都不是絕对孤立存在的，很多矿床中貧矿、富矿的生成地質条件是一致的，常常是有富矿必有貧矿。

第三，对富鉄矿进行評价的工作中，应加強矿石类型和質量的研究。根据各种类型富鉄矿的特点来看，內生富鉄矿的矿石复杂，伴生有益、有害元素較多，有益元素应注意分选，加以綜合利用，有害元素应詳細研究其賦存情况，特别是有一部分岩浆晚期生成的鈦釩磁鉄矿和某些矽卡岩型磁鉄矿，其含鉄量虽然很富，但其中有害杂質（鈦或錫及鉛鋅等）很难分选，直接影响冶炼。若不經研究，大量进行勘探則将造成工业上不能利用的"呆矿"。外生沉积鉄矿的矿石类型一般比較簡单，但含磷均偏高，也必須研究其分布情况，注意分别圈定高磷和低磷富矿。有时沉积富鉄矿中常含有一定量的錳，可形成具有特殊工业意义的錳鉄矿。受变質沉积鉄矿富鉄矿石的質量，一般均較佳，但有时因受晚期热液影响，常使其中含硫等杂質偏高。总之，对各种类型富鉄矿，应从各种地質因素的控制来研究矿石类型和質量的变化規律，結合工业要求，詳細划分出各种不同工业意义的富鉄矿，并对其作出可能綜合利用或配矿使用等全面的正确評价。

第四，应广泛地采用綜合地質普查勘探方法，結合寻找新的鉄矿产地，深入研究富鉄矿成矿規律，选择重点地区开展大比例尺詳細預測。以往的工作經驗表明，充分研究了地質成矿規律，編制了各种不同比例尺的成矿規律預測图，在找矿和勘探工作中起到很大指导作用，但是单凭地質工作在理論上的概括和推斷解释，則不易深入地了解矿床的本質，因而，必須大力利用地質、物探、化探和勘矿工程等四結合的綜合方法，才能更深入地探討地質客体的內在联系，較比全面地掌握地質矿床生成規律，从而能更合理地进行普查和勘探。

本文的編写是在程裕淇先生指导下进行的。編写工作中所参閱的大量实际資料多系各地質部門的普查、勘探报告，因材料甚多，在参考文献中未一一列出，特此說明。

参　考　文　献

[1] 謝家荣、孙健初、程裕淇、陈愷，揚子江下游鉄矿志，地質专报第13号，1935。
[2] 程裕淇，对于勘探中国鉄矿問題的初步意見，地質学报，第33卷，第2期，1953。
[3] 周圣生、蔣安，湖北东南部湖相白堊紀地質与火成作用，地質学报，第33卷，第2期，1953。
[4] 侯德封，从地层观点对中国錳鉄等矿产的寻找提供几点意見，地質学报，第33卷，第1期，1953。
[5] 陈晉鑣，河北省西北部的震旦紀古地理和震旦紀沉积，地質知識，1956年第12期。
[6] 程裕淇，中国东北部辽宁山东等省前震旦紀鞍山式条带状鉄矿中富矿的成因問題，地質学报，第37卷，第2期，1957。
[7] 边效曾，鉄矿的普查勘探，地質出版社，1957。
[8] 周圣生，中国南部火成鉄矿生成規律的初步分析，地質知識，1957年第4—5期。
[9] 朱龙哲，在鞍山式鉄矿中富矿生成的几个地質問題，地質与勘探，1957年第11期。
[10] 廖士范，湘赣边境的宁乡式鉄矿概述，地質論評，第18卷，第6期，1958。
[11] 申庆荣等，燕山山脉震旦紀及震旦紀沉积矿产，地質学报，第38卷，第2期，1958。
[12] 别列夫采夫 Я. Н.，对鞍山地区普查富矿的一些看法，地質学报，第39卷，第2期，1959。

[13] 程裕淇,我国已知的重要鉄矿类型簡介,地质論評,第 19 卷,第 5 期, 1959。
[14] 程裕淇,十年来中国鉄矿地质工作的成就,地质月刊, 1959 年第 9 期。
[15] 叶連俊,論中国沉积矿床的若干形成特点,地质科学, 1959 年第 10 期。
[16] 中国科学院湖南地质研究所及湖南省地质局,湖南上泥盆紀茶陵式及宁乡式鉄矿成矿規律及預測略图簡介,地质論評,第 19 卷,第 7 期, 1959。
[17] 李鴻业,鞍山式鉄矿十年来的勘探工作成就,地质与勘探, 1959 年第 20 期。
[18] Гречишников Н. П. К вопросу о генезисе железных руд саксаганского района. Геология и генезис руд криворожского железорудного бассейна Киев, 1955.
[19] Заварицкий А. Н. К вопросу о происхождении железных руд Бакала. Тр. ин. геол. наук, Вып. 13, 1934.
[20] Кротов Б. П. О генезисе железных руд кривого рога. Геология и генезис руд криворожского железорудного бассейна Киев, 1955.
[21] Овчинников Л. Н. Контактово-метосоматические месторождения Среднего и Северного Урала. 1960.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ БОГАТЫХ РУД ЖЕЛЕЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИЗВЕСТНЫХ ВАЖНЫХ ТИПОВ В КИТАЕ

Пэй Юнь-фу, Тао Хуэй-лян, Е Цин-тун, Чжао И-мин, Ван Лий-хуа

(Резюме)

Богатые железорудные месторождения известных типов Китая разбиты на три больших группы: эндогенные, экзогенные и метаморфические. Главными из эндогенных богатых железорудных месторождений представлены 4 типы: постмагматические, пневматолито-высокотемпературные, контактово-метасоматические (скарновые в широком смысле) и средне-низкотемпературные. При этом нужно отметить, что месторождения указанных четырех типов имеют сходные характеристики. Однако эти месторождения в различных районах и при различных геологических обстановках подвергаются влиянием комплекса факторов: различной температуры и давления рудообразования, геохимии и т. д., все они имеют своеобразные геологические характеристики и разные промышленные значения, указывающие критерии для поисковых и расценочных работ. Главными из экзогенных богатых железорудных месторождений представлены мелкоморские осадочные железные месторождения различных эпох. По данным изучения нижнесинийских, средне-и верхнедевонских осадочных железных месторождений, широко распространенных в Китае, со стороны источников железа, структур отложения, палеогеографии и палеоморфологии, порядка регресии и трансгресии, динамики и т. д., был сделан вывод о закономерности обогащения осадочных железных руд. В то же время и указано, по какому направлению железо в среде отлагается и что важны физические и химические условия, контролирующие эти отложения. Для богатых железных руд метамофических месторождений, кроме изложения геологической характеристики богатых руд первоначально осадочного типа, метоморфически-гидротермального типа, типа коры выветривания и позднегидротермально-метасоматического типа в метаморфизованных осадочных железных месторождениях, еще отмечено, что при специфических геологических условиях регионально глубокого и многократного метаморфизма образуются сложные по генезису богатые железорудные месторождения. В настоящее время непрерывно обнаруживаются все новые месторождения во всех районах страны.

Наконец, по регионально рудообразующим характеристикам богатых железных руд Китая были диалектически выдвинуты замечания о направлениях поисков, расценке и методиках работ.

第 41 卷 第 2 期　　　地 質 学 报　　　Vol. 41, No. 2
1961 年 9 月　　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　　Sep., 1961

鄂西宁乡式鉄矿的相与成因

傅 家 謨

自 1957 年至 1961 年,我們重点研究了鄂西两个地区的鉄矿相,并对各鉄矿相的矿石进行了薄片研究、化学分析、物相分析、差热分析、X-光鑑定和机械分析。

在研究过程中,发現有一些重要事实不能为現有的經典成矿理論所解释;且近代水化学、海洋学和湖沼学所提供的許多重要材料也要求重新考虑鉄矿的成因。由于沉积鉄矿的成因是一个极其复杂的問題,所提的看法仅是初步訓識,希望同志們批評指正。

作者四年来的工作是在叶連俊老师的耐心指导下完成的; 工作初期还曾得到 A. T. 苏斯洛夫专家的許多帮助,工作中曾得到冶金工业部地質勘探队的同志和李玲娜、鮑云英等同志的許多具体帮助,在这里特致以衷心感謝。

一、概　　論

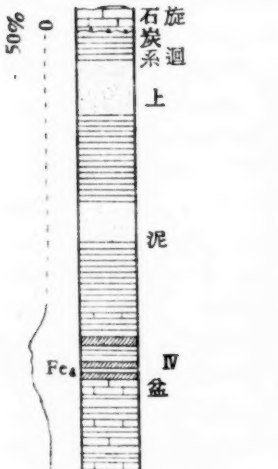


图 1　鉄質在鄂西泥盆系剖面中的分布

鄂西泥盆系由晚(中?)泥盆世云台观石英岩、晚泥盆世黃家磴組和写經寺組构成。它們是一整套連續沉积,上下均以假整合面分别与志留系和石炭系分开,是一个一級旋迴;其下部为不含矿的碎屑岩,中部是含矿沉积和部分碳酸盐岩石,上部又是不含矿的碎屑岩(常常因侵蝕而保存不全)。該旋迴自下而上至少又可以划分出四个二級旋迴(图 1),鉄矿在这些次級旋迴中也只分布于其中下部,而不在底部和上部(如上部保存完全的話)。四层矿中尤以次級旋迴位于一級旋迴中部(代表大陆夷平化学风化为主)的矿层为佳[1]。从岩层层序来看,鉄矿总位于砂岩、粉砂岩、砂質(粉砂質)頁岩向頁岩或灰岩递变处。

就我国南方来說,宁乡式鉄矿与底部侵蝕面关系密切;矿层多在旋迴中下部,且沉积間断最长的地区(如鄂西、湖南)鉄矿发育最优。但是,如上所述,鉄矿又总不直接分布在侵蝕面上或底部砂、砾岩中。

在鄂西地区,鉄矿层在空間上的发育,受地壳沉降幅度和岩相古地理条件控制。我們研究主矿层旋迴某一时-岩单位1)結果証明[1],含矿层位(相当于成矿时期的沉积)发育之厚度,受当时当地地壳沉降幅度和沉积物补偿情况控制,只有在沉降幅度大而又得到补偿的地方,含矿层厚,才能找到較大的鉄矿。含矿层

1) 按“Time-rock Units”譯为“时-岩单位”,乃指某一定时間内所沉积生成的岩石(或矿石)。

是否部分或全部发育为矿层，則受岩相古地理条件控制。

二、鉄　矿　相

在鄂西某地我們研究了古海岸綫演变方向，进而确定了主要的矿相和岩相如下（自盆地边緣到盆地中心）：

紫紅色砂岩和頁岩相。
砂质鲕状赤鉄矿相，又分为：
　砂质鲕状赤鉄矿貧矿亚相；
　砂质鲕状赤鉄矿富矿亚相。
富鈣质鲕状赤鉄矿相，又分为：
　富鈣质鲕状赤鉄矿富矿亚相；
　富鈣质鲕状赤鉄矿貧矿亚相。
菱鉄矿质鲕綠泥石相（包括菱鉄矿透鏡体）。
蓝灰色砂质岩相（夹灰岩和局部黑色頁岩）。

下面我們从三方面来扼要論述各矿相的特点：

（一）鉄矿相的产状、結构、构造和所含生物化石特点

鉄矿都呈厚数米的层状矿体产出，延展很广。在甲矿区研究得知，富鈣质鲕状赤鉄矿相在水盆地中沿傾斜方向寬达 15,000 米。在不同矿相递变或矿相向相邻岩相变化时可以是漸变，也可以是突变，而出現明显分叉尖灭和透鏡体。

鲕状构造在各矿相中发育最为普遍，鲕粒粒径通常是 0.3—0.5 毫米（表 1），比矿石中陆源碎屑（主要由石英組成）的粒径大得多；根据 30 个矿石机械分析的材料，鲕状矿石中石英碎屑的平均粒径仅 0.03—0.07 毫米（表 2）。这种情况很难为沉积鉄矿鲕状构造的一般成因假說合理解释。因为这一假說認为鲕状构造生成于动蕩水体中，按斯篤克定律，从同一水体中沉降下来的鲕体和鲕間陆源碎屑就应該具有比較近似的粒径；其次，鲕粒若要保持于海水中，就需要有适宜的动力条件，按斯篤克公式計算，粒径 0.5 毫米的赤鉄矿鲕粒要悬浮于水体中，所需水体的运动速度应大于 350 厘米/秒，至于那些粒径达数毫米至数厘米的赤鉄矿复鲕体，要想悬浮于水体中就更难設想了。

表 1

		P_{10}	Q_1	Md	Q_3	P_{90}	$S_0=\sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$
2071 鲕状赤鉄矿	鲕　粒	0.2	0.27	0.35	0.45	0.56	1.29
	鲕間碎屑	0.13	0.19	0.26	0.36	0.46	1.38
1356 鲕綠泥石	鲕　粒	0.21	0.25	0.33	0.42	0.51	1.30
	鲕間碎屑	0.045	0.07	0.10	0.145	0.185	1.44

注：所选二样品是碎屑顆粒較粗者，机械分析是在显微鏡下进行的，所以較細粒級碎屑常被忽略了，因被鉄质渲染不易分辨。碎屑粒径和鲕粒单位为毫米。

表 2

	Q_1	Md	Q_3	S_0
砂质鲕状赤鉄矿貧矿亚相 乙矿区(Fe_3 矿层)				
NF 2105		0.074	0.14	
NF 2107	0.023	0.06	0.13	2.40
砂质鲕状赤鉄矿富矿亚相 1. 甲矿区(Fe_3矿层)				
NF 1235	0.017	0.035	0.06	1.88
NF 1363	0.032	0.068	0.135	2.06
NF 1468	0.015	0.029	0.05	1.82
2. 乙矿区 (Fe_3 矿层)				
NF 2050	0.019	0.045	0.12	2.52
NF 2066	0.011	0.044	0.13	3.43
NF 2069	0.012	0.066	0.135	3.36
富鈣质鲕状赤鉄矿富矿亚相 1. 甲矿区 (Fe_3 矿层)				
NF 1187	0.02	0.03	0.045	1.72
NF 1191	0.01	0.029	0.056	2.36
NF 1377	0.012	0.03	0.053	2.14
NF 1440	0.022	0.031	0.04	1.36
NF 1503		0.025	0.038	
NF 1506	0.019	0.04	0.115	2.46
NF 1524		0.029	0.045	
NF 1695	0.018	0.031	0.058	1.80
NF 1727	0.025	0.054	0.078	1.76
2. 乙矿区 (Fe_3 矿层)				
NF 2031	0.022	0.052	0.12	
NF 2036	0.017	0.035	0.13	
NF 2006		0.025	0.049	2.34
NF 2020		0.028	0.091	2.76
富鈣质鲕状赤鉄矿貧矿亚相 1. 甲矿区 (Fe_3 矿层)				
NF 1201	0.005	0.026	0.068	3.69
NF 1328	0.0028	0.032	0.068	4.93
NF 1467		0.03	0.052	
NF 1705	0.013	0.029	0.056	2.08
NF 1737	0.0054	0.021	0.04	2.72
2. 乙矿区 (Fe_3 矿层)				
NF 2112	0.0076	0.028	0.11	3.80
菱鉄矿质鲕綠泥石矿相 1. 甲矿区 (Fe_3 矿层)				
NF 1356	0.037	0.082	0.145	1.98
2. 乙矿区 (Fe_3 矿层)				
NF 2068	0.019	0.058	0.11	2.40
NF 2072	0.018	0.035	0.066	1.91

注：在机械分析累計曲綫上累計百分比为 10% 时之粒径(毫米)，称 P_{10}; 25% 时为 Q_1; 50% 时为 Md (中值); 75% 时为 Q_3; 90% 时为 P_{90}。S_0 为分选系数。

我們同意 H. M. 斯特拉霍夫 (Страхов)[2] 关于鲕状构造生成于成岩阶段的这种看法。在赤鉄矿矿石中，我們就看到了化石貝壳被赤鉄矿交代而成的鲕粒。鲕粒粒径均一（或高分选性）的事实（表 1 及表 2），通常被認作为鲕粒生成于动蕩水体中的重要証据；但是，事实可能并非如此，鲕粒粒径均一，可能是成岩阶段生成的結果，部分也可能与鲕粒生成后的再搬运和再沉积作用有关。在各矿相中这种再搬运和再沉积作用所产生的結构构造是相当发育的，其种类繁多，有如水下侵蝕-充填构造、砾状赤鉄矿和同生砾石等等。前者在砂质鲕状赤鉄矿相中发育最盛；后两者是由于水下动力作用，矿石和岩石被冲蝕沉积生成的。此外，还常常看到一种复鲕构造，这种复鲕体由許多鲕粒組成，具有共同的薄的同心层外壳，外形似烧餅，塑性变形发育，直径由数厘米至十几厘米。就組成来說，砾状赤鉄矿、餅状复鲕和各种岩石之同生砾石，都与其所处之矿相的矿石和夹石組成有着紧密的联系。在砂质鲕状赤鉄矿富矿亚相和鈣质鲕状赤鉄矿富矿亚相中，砾状赤鉄矿和赤鉄矿的餅状复鲕最发育；蓝灰色頁岩和灰岩的同生砾石和鲕綠泥石的餅状复鲕，則主要分布于鈣质鲕状赤鉄矿貧矿亚相内。这种情况可以証明，它們确实是同生成因，并且未經长距离的搬运。此外，在砂质鲕状赤鉄矿貧矿亚相中，常常見到一种成因不明的赤鉄矿結核。在菱鉄矿质鲕綠泥石相和蓝灰色砂质頁岩相中，上述动力作用产物都不甚发育。

鉄矿中陆源碎屑几乎全部由石英組成，因此我們可以用強酸处理矿样后的不溶部分来測定矿石陆源碎屑的机械組成。由 30 个矿石样品机械分析結果得知，鉄矿中碎屑組份的分选性高而粒径小；其分选系数 (S_0) 都在 2 左右，平均粒径都小于 0.07 毫米。砂质鲕状赤鉄矿貧矿亚相和菱鉄矿质鲕綠泥石相者最粗，平均粒径分别为 0.067 毫米和 0.058 毫米，富鈣质鲕状赤鉄矿貧矿亚相者最細，为 0.028 毫米，詳見表 2 及图 5。

矿石中陆源碎屑的粒径由砂质鲕状赤鉄矿相至富鈣质鲕状赤鉄矿相逐渐变小的事实，可以用沉积分选来解释；但这却不足以解释，为何在菱鉄矿质鲕綠石相中又一度粒径变大。这种异常的現象，可能与沉积后的再搬运和再沉积作用有关。

含矿旋迴和矿层中化石极其丰富，在每一含矿旋迴底部的石英砂岩中常有植物化石碎片，同时也有近岸浅水的标志，如波痕、交錯紋等。近岸砂岩之上为浅色砂质頁岩和頁岩，常有腕足类化石分布。矿层就产于此頁岩中。鲕状赤鉄矿中化石分布极盛，有时矿层会全被介壳灰岩所替代；主要的化石是腕足类，其次是介形虫和珊瑚。我們在甲矿区主矿层 (Fe_3) 中找到了罕見的羣体珊瑚化石。化石經乐森璕教授鑑定为：*Keriophyllum hupeiense* Yoh(sp. nov.)。

根据珊瑚化石的产状和保存的状况来看，它們是原地生成的，即使經过搬运，其距离也不会太大。

羣体珊瑚乃是一良好的古气候条件标志和沉积条件的界限标志。

由珊瑚化石和上述各种水动力标志可以推測出，成矿深度不大于 100 米。

羣体珊瑚多生长于赤道附近，水温不低于 20℃。除羣体珊瑚化石外，鄂西泥盆系中还見到过其它潮湿炎热气候的标志，如鋁土矿和煤层[3]。

矿层之上的頁岩中常夹灰岩，其中也見大量腕足类化石。浅色頁岩中局部变为黑色頁岩，其中含有标志海水淡化的海豆芽化石。

（二）鉄矿相的矿物化学組成特点

鉄矿相的矿石矿物經显微鏡研究、差热分析和X-光照象鑑定有：赤鉄矿、鲕綠泥石、菱鉄矿（图3）和部分錳菱鉄矿。水赤鉄矿、針鉄矿、海綠石和黃鉄矿很少。其它常見的矿物有：石英、伊利石（图4）、方解石、白云石和胶磷矿。重矿物組成十分簡单，常見的只有鋯英石和电气石。

根据不同矿相矿石的化学分析和物相分析，通过換算进一步得知矿石的主要矿物組成和鉄的存在形式。由表3、4，可見各矿相的矿物化学組成具有下列特点：各矿相的鉄質主要存在于鉄的氧化物矿物、鉄的碳酸盐矿物和鲕綠泥石中。黃鉄矿很少，只在黑色頁岩围岩中出現較多。砂质鲕状赤鉄矿和富鈣质鲕状赤鉄矿相中，赤鉄矿的鉄所占比例在百分之八十以上，菱鉄矿的鉄和鲕綠泥石的鉄分别少于百分之十，砂质鲕状赤鉄矿相更少于百分之五，黃鉄矿中的，仅为痕迹，根据勘探資料亦少于百分之一。菱鉄矿质鲕綠泥石矿相的情况則大不相同，赤鉄矿的鉄在百分之二十五以内，鲕綠泥石的鉄在百

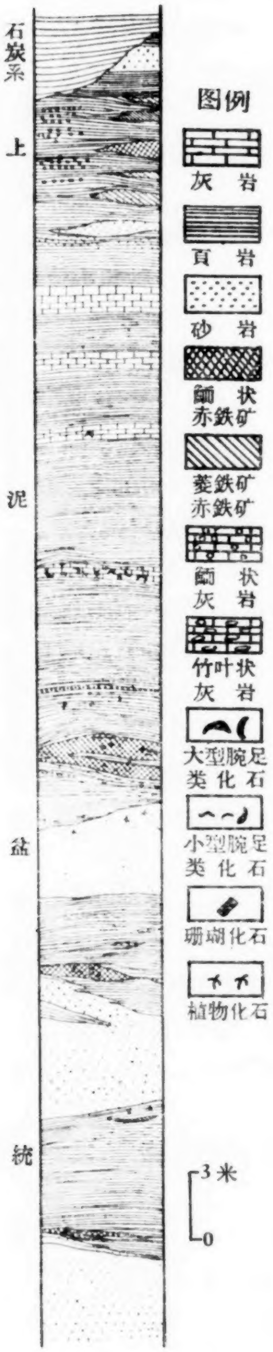


图2 鄂西甲矿区含矿系柱状图

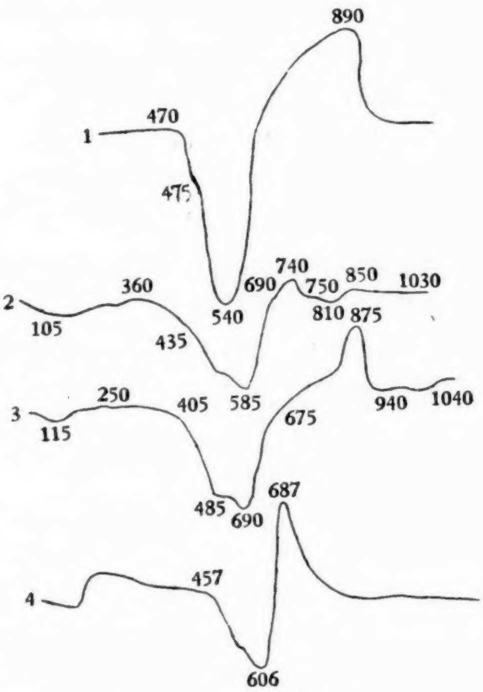


图3 菱鉄矿的差热曲綫
1, 2, 3. 菱鉄矿（据福尔莫佐娃，1959）；
4. 菱鉄矿（乙矿区，标本号2068）。

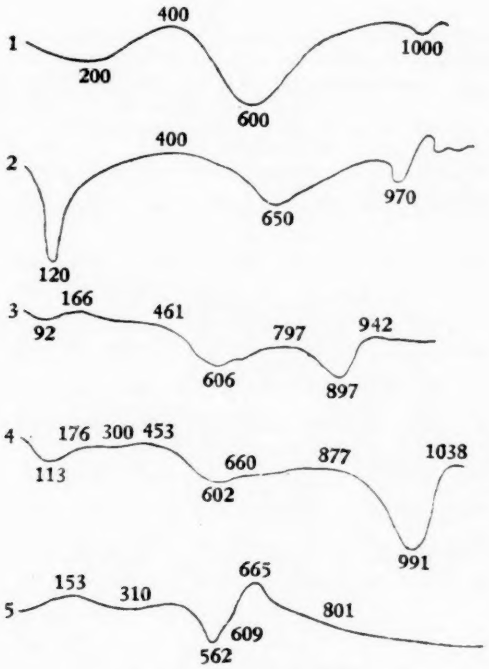
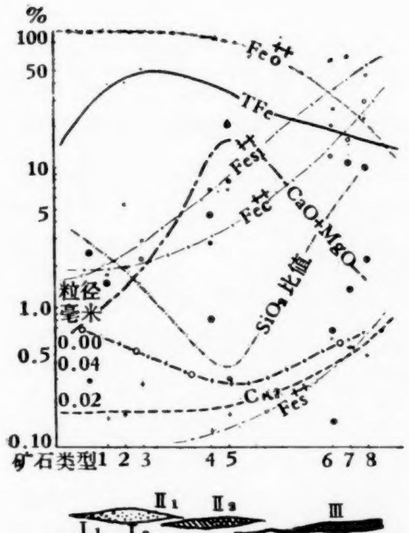


图 4　伊利石的差热曲綫

1, 2. 据格里姆;
3. 甲矿区,标本号 1177;
4. 乙矿区,标本号 2031;
5. 乙矿区,标本号 2033。



I₁　砂质鲕状赤鉄矿相貧矿亚相;
I₂　砂质鲕状赤鉄矿相富矿亚相。
II₁　鈣质鲕状赤鉄矿相富矿亚相;
II₂　鈣质鲕状赤鉄矿相貧矿亚相。
III　菱鉄矿质鲕綠泥石相。

鉄的賦存形式: TFe・全鉄
$Fe^{+++}O$・赤鉄矿鉄
$Fe^{++}S$・黃鉄矿鉄
$Fe^{++}Si$ × 鲕綠泥石鉄
$Fe^{++}C$ ∘ 菱鉄矿鉄

⊕ 呈方解石、白云石之 CaO + MgO
⊙ 呈石英之二氧化矽
\+ 呈伊利石之二氧化矽

試样号碼:
1. 2105; 2. 1191; 3. 1468; 4. 2071;
5. 1727; 6. 2033; 7. 1356; 8. 2068。

注: 矿石中碎屑組份的粒径系根据 30 个样品机械分析数据。

图 5　鉄矿相化学組成和不溶碎屑粒級变化曲綫

表 3

矿相和岩相 / 代号 / 样品号 / 化学成分	砂质鲕状赤鉄矿相			鈣质鲕状赤鉄矿相			菱鉄矿质鲕綠泥石矿相			灰色介壳石灰岩	蓝灰色粉砂质頁岩	淺紫色粉砂质頁岩*	紫色鉄质頁岩	黑色泥质細砂岩	黑色粉砂质頁岩
代号	1	2	3	4	5	6	7	8	9						
样品号	2105	2059	1191	2071	2031	1727	2033	2068	1356	1044	1694	2072	1378	2136	1319
SiO_2	25.59	14.39	15.96	9.74	7.66	7.45	39.22	36.26	64.23	11.42	41.22	42.49	23.25	64.68	59.14
TiO_2	0.12	0.10	0.23	0.15	0.12	0.10	0.30	0.12	0.12	0.10	0.30	0.20	0.15	0.12	0.75
Al_2O_3	5.05	7.15	8.37	4.36	4.53	3.87	18.47	7.32	8.02	2.23	16.38	20.04	12.55	10.23	12.49
Fe_2O_3	55.45	49.91	54.43	62.92	60.33	27.14	7.81	6.67	2.95	1.21	4.83	8.23	29.91	2.23	3.06
FeO	1.83	8.51	3.86	5.83	6.66	4.37	20.30	24.20	14.02	5.18	8.74	12.45	10.87	1.98	6.33
MnO	0.05	0.59	—	0.08	0.05	0.65	痕跡	1.50	0.10	痕跡	0.17	0.16	0.35	0.02	0.39
MgO	2.47	4.20	2.96	1.12	0.93	0.19	0.93	2.23	2.05	3.13	6.91	1.48	4.93	2.71	1.41
CaO	0.56	1.67	1.12	4.69	7.65	26.42	1.73	2.71	1.97	41.36	3.72	1.67	2.05	1.12	8.13
Na_2O	0.20	1.95	0.40	0.50	1.05	0.20	0.30	0.20	0.20	0.34	0.47	0.50	0.47	0.26	0.19
K_2O	0.40	0.75	1.30	0.25	0.30	0.15	0.70	0.55	0.40	0.16	2.85	1.35	1.75	1.35	1.92
P_2O_5	2.60	1.74	2.56	1.38	2.60	3.82	0.83	1.74	0.58		0.47	0.47	3.04	0.26	
S	—	—	—	—	—	—	0.07	—	0.04		—	—	—	0.20	
H_2O^+										0.12					2.86
H_2O^-										0.12					1.40
CO_2										34.12					1.29
揮发份	3.71	10.00	6.25	6.89	8.72	23.51	9.31	17.20	7.04		16.21	9.99	8.79	8.80	
有机碳	0.16	0.20	0.17	0.13		0.17	0.59	0.45	0.59		0.59	0.36	0.28	>1	
总 計	98.19	101.15	97.61	98.04	100.60	98.04	99.90	100.70	101.72	99.89	102.27	98.99	98.11	93.96	

* 原为蓝灰色，地表氧化变为淺紫色。

表 4

矿物組成 / 換算数值 / 样品号	赤鉄矿	鲕綠泥石	菱鉄矿	錳菱鉄矿	黄鉄矿	鈦鉄矿	石 英	伊利石	白云石	方解石	胶磷矿	有机碳	总計
9 CK 2423	15.98						53.54	30.37	2.72		1.30		103.91
2105	55.16	2.06	1.33		—	0.15	17.69	15.20	1.38	—	6.95	0.16	100.08
2059	49.35	15.1	2.13	1.76		0.24	3.53	14.3	5.37	—	4.65	0.20	96.63
1191	53.92	6.40	1.69			0.34	2.65	23.42	3.07	—	6.85	0.17	98.71
2071	62.56	10.12	2.83			0.27	3.16	8.14	3.69	4.66	3.69	0.13	99.25
2031	59.97	9.92	4.30			0.27	0.75	8.93	2.76	5.25	6.95	?	99.10
1727	26.88	4.46	1.86	2.04		0.21	1.47	9.97		37.2	10.2	0.17	94.46
2033	6.32	41.85	5.58		0.19	0.40	11.3	35.08		0.27	2.22	0.59	103.80
2068	5.76	37.42	10.94	4.34		0.22	24.25	4.62	10.05		4.65	0.45	102.70
1356	2.17	28.36	4.43		0.11	0.19	52.26	9.45	6.27		1.55	0.59	105.38
1694	4.02	4.64	5.84	0.48		0.27	15.51	50.70	13.22	3.56	1.26	0.59	100.09
2072	6.94	22.40	4.89			0.04	11.43	52.15	1.20	0.55	1.26	0.39	101.22
1378	29.02	19.58	3.75	0.84		0.05	3.96	29.30	5.66		8.13	0.28	100.57

表 5

	全 Fe	$Fe^{+++}O$		$Fe^{++}Si$ °		$Fe^{++}C$ ×		$Fe^{++}S$ +		C有机	
		含量	百分比	含量	百分比	含量	百分比	含量	百分比	残余的	原始的*
砂质鲕状赤鉄矿相											
2105	40.23	38.81	96.47	0.78	1.94	0.64	1.59	痕跡	痕跡	0.16	0.34
1191	41.21	38.10	92.45	2.30	5.58	0.81	1.97	痕跡	痕跡	0.17	0.37
1468	52.09	49.38	94.79	1.57	3.02	1.14	2.19	痕跡	痕跡	0.28	0.61
富鈣质鲕状赤鉄矿相											
2071	48.56	44.04	90.69	3.15	6.49	1.37	2.82	痕跡	痕跡	0.13	0.59
1727	22.40	19.00	84.81	1.52	6.79	1.88	8.40	痕跡	痕跡	0.17	0.66
菱鉄矿质鲕綠泥石矿相											
2033	21.36	5.47	25.64	13.08	61.22	2.69	12.58	0.12	0.56	0.59	1.94
1356	13.02	2.06	15.40	8.76	67.60	2.13	16.46	0.07	0.54	0.59	1.56
2068	23.47	4.67	19.88	11.44	48.79	7.36	31.33	痕跡	痕跡	0.45	2.64

＋　勘探队分析数据換算比此处者要高；
×　包括菱鉄矿和錳菱鉄矿之鉄；
○　包括鲕綠泥石和粘土矿物之鉄；
＊　原始的 C有机 乃由殘余者加上成矿消耗者，成矿消耗者按斯特拉霍夫[4]所提出之方法計算。

分之五十以上，菱鉄矿鉄为百分之十至三十，黄鉄矿鉄可达百分之二、三(图 5)。

根据 R. M. 伽里斯 (Garrels) 等人[5,6] 的相图資料来判断，砂质鲕状赤鉄矿相和鈣质鲕状赤鉄矿相代表氧化相，菱鉄矿质鲕綠泥石相为弱还原相，富黄鉄矿之黑色頁岩才代表強还原相。

砂质鲕状赤鉄矿相和富鈣质鲕状赤鉄矿相的主要区别是石英碎屑和碳酸盐矿物含量不同，前者富含石英碎屑，后者富含碳酸盐矿物。从化学組成来看，前者 $SiO_2 + Al_2O_3$ 与 $CaO + MgO$ 比値高，后者低。所以，前者一般被列为酸性矿石，而后者是碱性(或自熔性)矿石。

鉄矿石中普遍分布着方解石和白云石。方解石大部为化石外，部分呈块状晶体（图版 I，图 2，3)；白云石常为小菱面体分布于胶結物中。多数学者認为：方解石生成于弱碱性环境 (pH = 7.8) 中，而白云石生成于 pH 値稍高的介质中。矿石中胶磷矿的出現也标志着当时 pH 値升高。可見各矿相都生成于弱碱性 (pH = 8) 环境中，某些围岩，如富含黄鉄矿和有机质的黑色頁岩生成于較酸性的介质中。

成矿溶液中其它离子（特别是硫离子、碳酸根和自由二氧化矽等）的种类和浓度对矿相形成影响很大。

根据伽里斯的研究[6]，菱鉄矿的稳定产出，不仅要求一定 Eh 和 pH 条件，而且要求有极高的 CO_2 分压和极低的硫离子浓度；硫离子浓度很大时，黄鉄矿就将代替菱鉄矿而稳定产出；鉄矽酸盐的产生，則要求有足够的自由二氧化矽。菱鉄矿相稳定产出所要求的 CO_2 分压极高，是一般自然界开放系統所难具有的。这种条件只有在能自发生成 CO_2 的封閉系統中才会具有。当菱鉄矿质鲕綠泥石矿相处于成岩阶段后期，岩石已被伏盖，且有机质

分解产生 CO_2，就可能具有高的 CO_2 分压。矿石中菱鉄矿的生成晚于其它矿物，以及它們广泛分布于胶結物中，而少見于鲕粒中的事实，可能与此有关；因为鲕粒与赤鉄矿、鲕綠泥石等显然形成于成岩早期阶段。

由表 5 可見，在菱鉄矿大量出現时，黃鉄矿很少；而在富含黃鉄矿的黑色頁岩中，就很少有菱鉄矿产出。这可能是由于系統中硫离子干扰所致。

菱鉄矿质鲕綠泥石矿相中，不仅鲕綠泥石分布很多，而且具有自生石英和玉髓，說明成矿介质中自由二氧化矽是极丰富的。

（三）鉄矿相与沉积物类型的共生关系

鉄矿相与沉积物类型（特别是机械沉积物）有着一定的联系，这不仅表現在矿石与一定沉积物类型的石基共生，而且也表現在矿相与頂底板和夹石岩石类型的选择性共生。

有关鉄矿不溶碎屑的大量机械分析数据証明，作为矿石石基的碎屑組份是很細的，相当于粉砂和微砂。鉄矿的石基主要由石英、伊利石、方解石和白云石組成（見表 4），我們可以計算它們的百分比，以表示与矿石共生的沉积物类型（图 6）。由图 6 可知：与砂质鲕状赤鉄矿貧矿亚相共生的是泥质粉砂岩或泥质細砂岩；与砂质鲕状赤鉄矿富矿亚相和富鈣质鲕状赤鉄矿富矿亚相共生的是粉砂质和鈣质頁岩；与富鈣质鲕状赤鉄矿貧矿亚相共生的是泥质灰岩；而与菱鉄矿质鲕綠泥石相共生的岩石較为复杂，多数是泥质粉砂（或細砂）岩，也可以是頁岩，当菱鉄矿含量增长时也可以是泥灰岩（白云岩）。

图 6　与各矿相矿石共生的沉积物类型变化图

I_1 砂质鲕状赤鉄矿相貧矿亚相
I_2 砂质鲕状赤鉄矿相富矿亚相
II_1 鈣质鲕状赤鉄矿相富矿亚相
II_2 鈣质鲕状赤鉄矿相貧矿亚相
III 菱鉄矿质鲕綠泥石相
1727° 代表矿样号碼

H. A. 戈洛夫金斯基（Головкинский）早在 1888 年就已經确定，相的垂直带状分布重复着相在空間上形成的順序（假定这些岩层間沒有沉积間断）。基于这一結論，我們統計了矿层的頂、底板和夹石，来研究其与矿石共生的沉积物类型、研究鉄矿富集的沉积岩石类型和研究鉄矿相与沉积物类型的共生关系。

統計华南九个矿区的矿层頂、底板和夹石得知，虽然其岩石类型多种多样，但都以頁岩和砂质頁岩为主；其中以頁岩（包括砂质頁岩）为頂、底板和夹石之頻率，超过百分之五十者达八个；矿石品位高而規模巨大者，其頻率更高，通常超过百分之八十；矿石品位低，分布不稳定且規模較小者，则反之，其底板岩石部分为砂岩和灰岩所取代。可見，鉄质在水盆地中都有規律地向頁岩和砂质頁岩相集中，在砂岩和灰岩相中分散。

从鄂西四个矿区矿石頂、底板岩石与鉄矿相的关系統計結果来看，鉄矿相与底板岩石的共生关系很密切（如图 7），而与頂板的关系較混乱，这可能是由于鉄矿与頂板間常有沉积間断所致。

由上述可知，与鉄矿紧密共生的乃是蓝灰色粉砂质和泥质沉积物。引起这种共生的

原因，属于化学作用的可能性不大，因为石英粉砂乃是一种惰性物质；至于粘土矿物在其迁移和沉积时，虽然可能携带一定数量的鉄质，但其规模是不大的。要将这种共生主要理解为沉积界限指标之可能性也不大，因为这就不能解释为何在近岸砂质沉积中鉄的沉积反而較少。另外一种可能性就是鉄质和粉砂、粘土质的沉积共生，完全受斯篤克定律支配，只是这时鉄质并非形成鲕状体沉积，而是呈某种小胶凝体和悬浮体沉积，其粒径与粉砂和粘土类似。

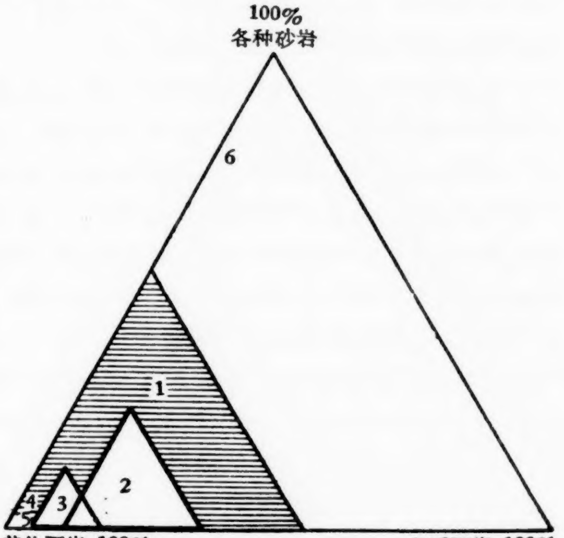


图 7　鉄矿相与底板岩石类型关系图
1. 以菱鉄矿质鲕状綠泥石岩为主(乙矿区 G 层)
2. 以富鈣質鲕状貧矿为主(丁矿区 F 层)
3. 以鈣質鲕状富矿为主(甲矿区 F 层)
4,5. 以砂質鲕状富矿为主(乙、丙矿区 F 层)
6. 以富砂質鲕状貧矿为主(乙矿区 E 层)
注：砂岩＋鈣質頁岩＋其它頁岩＋灰岩 ＝100%（以各种岩石作为矿层底板出現之频率百分比来表示）

三、鉄矿的成因

（一）表生条件下鉄的化学惰性及其趋于分散的性质

近来，有不少学者[如 Б. Б. 波雷諾夫 (Полынов)[8]、H. M. 斯特拉霍夫[9]、Г. И. 布申斯基 (Бушинский)[10] 等]認識到，鉄在表生条件下实际上是一个化学活动性极低的元素，并且有人已将这种認識用来解释矿床成因。但是，經典鉄矿成因理論的基础是：鉄在地表环境下是化学活泼元素，它們可以以分子溶液或胶体溶液的方式在河流中长途迁移，而后汇聚于水盆地中。J. W. 格伦納尔 (Gruner)[12]、E. S. 莫尔 (Moore) 和 J. E. 梅納德(Maynard)[13] 并为这种假說提供了实驗材料。格伦納尔根据河水含鉄量的計算，認为亚馬逊河在 176,000 年内供給的鉄质就足以形成上湖区、米沙比地区的俾瓦比克含鉄系。

格伦納尔等的試驗，是在室内条件下用泥炭水和重碳酸水代表天然水进行的，这种环境在自然界中是否能找到，則是值得怀疑的。Б. А. 斯科平卓夫 (Скопинцев)[15] 所提供的苏联主要河水的材料表明，河水中有机碳含量甚低，通常在 10 毫克/升以下（最多不超过 20 毫克/升），这与格伦納尔实驗用泥炭水中的有机碳含量相距甚远，并表明这种泥炭水在自然界中是很少見的。另外，我們也不否認，在局部地区，如森林区、沼泽或地下水出露处，天然水的 pH 值甚低，可以在 4 以下，并溶解了較多的鉄质。但是，归根結底这只是局部的現象，无論如何也不能設想水流滚滚的江河会全然如此。

据波雷諾夫[8] 資料，鉄、鋁在河流中的化学活动性很低，在海洋中就更低，几乎全部都沉淀于海底了。

鉄的另一种性质是趋于分散。FeO、Fe_2O_3 及天然水中 Al_2O_3、CaO、K_2O 和 Na_2O 等之元素克拉克值都很大。但是，它們呈富集状态和分散状态产出的数量比值，却相差很远。

鉄就是难富集的(即趋于分散的)元素,其富集部分仅占十万分之几以至十亿分之几。据离子电势資料,鉄的电势低(0.22),在天然水溶液中常易沉淀而难迁移。同时,鉄的沉积富集也取决于含鉄岩石的风化状况。

潮湿热带气候提供岩石溶解、鉄与鋁高度富集的条件,这对鉄矿形成是很重要的。

鄂西地区泥盆紀的古气候是潮湿炎热的,这就为富鉄风化壳的发育提供了良好的条件。泥盆紀时,湖北浅海盆地周围的大陆主要由沉积岩(包括各种頁岩、灰岩和砂岩)和沉积变質岩組成,岩浆岩(特别是基性岩)分布甚少;在雪峯古陆上可能有某些变質鉄矿,它們会成为沉积鉄矿鉄質的来源。但是,就現有資料来看,要把鄂西地区如此丰富的鉄矿物質的来源,寄托在这些变質鉄矿上,将是难以令人置信的。也就是說,成矿鉄質的大部应由其它岩石(如頁岩和灰岩)供給。

我們知道,富鉄风化壳的形成不仅取决于原岩和气候条件,而且也取决于风化作用的时間。鄂西地区缺失下、中泥盆統,与广西、貴州相比,其风化时間很长。这对鄂西鉄矿的形成,不能說不是极为有利的条件。

鉄的化学惰性、趋于分散性以及鉄矿富集与潮湿热带气候、富鉄风化壳发育的密切关系,就是决定我国南方(包括鄂西)鉄矿在剖面上規律性分布的基本原因。正因如此,鉄矿总是分布在較长时期間断的风化侵蝕面上,在海侵旋迴的下部。但是,具体說来,鉄矿又总不直接产于侵蝕面上或旋迴底部,这是由于鉄質迁移和沉积时有摻合作用影响之故。这种摻合影响包括以下两方面:

首先是陆源物質对鉄的摻合影响。河流所携带之碎屑物質会影响鉄矿的生成。据斯特拉霍夫[9]資料,在摻合作用影响下,多数河流携带之鉄質不仅不能成矿,而且在分散后常常与鉄的克拉克值还相差甚远;另外,鉄进入盆地后,富集的程度不但与河流含鉄量的絕对值有关,而更重要的是取决于进入盆地中鉄的总量和悬浮質总量的比值,亦即与当时大陆地形、机械侵蝕和化学侵蝕作用的強度以及富鉄风化壳的存在有关。

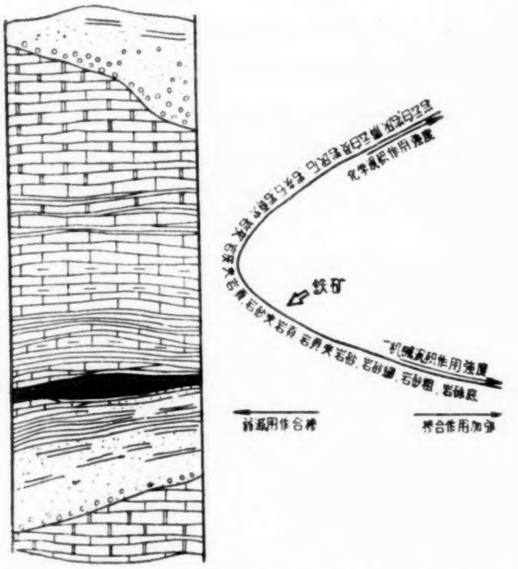


图 8 鉄矿在旋迴剖面中的分布規律示意图

其次是水盆地中沉积物質对鉄的摻合影响。当鉄質进入水盆地后,盆地中其它化学沉积物質也会冲淡鉄質,使其分散而不能集中。

从摻合作用影响来看,有利于鉄矿在剖面上出現的乃是陆源碎屑摻合作用和盆地中化学摻合作用較弱的时期;从岩性序列来看,鉄矿总出現在粉砂岩向頁岩或灰質頁岩递变处,而很少产出在代表強机械摻合的粗碎屑岩或代表強化学摻合的灰岩之中(图 8)。

（二）鉄在地表的迁移方式——地質胶悬体

鉄在河流和水盆地中存在的状态包括了各种离子(分子)溶液、胶体和机械悬浮体。

斯特拉霍夫[9]研究了現代河流中的上述三种状态鉄間的比例关系，确定鉄的主要迁移状态不是离子溶液和胶体，而是悬浮体。世界現代河流中鉄的平均含量是0.73毫克/升，其中悬浮鉄占百分之五十、六十以上；在山区河流中和洪水季节的河流中，这个比值可以升高到80%以上；反之，在平原河流或冬季河流中比值偏低一些。

关于現代水盆地中，鉄的这三种状态間的数值比例材料很少。根据G. E. 赫欽逊(Hutchinson)[20]的材料，林斯萊宝德湖水中鉄的存在状态以悬浮状为主。根据H. W. 哈維(Harvey)[21]关于普里穆斯港外海水資料，海水中鉄的賦存状态也以悬浮鉄为主。

在地下水以及某些与沼泽水相联系的河流和含有較多有机質的酸性水盆地中，鉄的存在显然将以溶液状态和胶体状态为主。

上面主要討論鉄的存在状态，現在再来看看鉄的物質組成。溶液状鉄的成分主要是低价鉄的重碳酸盐、硫酸盐和鉄的有机化合物。胶体状鉄一般被認为是氫氧化鉄胶体，并为有机質所保护；但是，自然界中胶体鉄的組成很复杂，問題在于它們太細小，成分易变而极难研究。根据M. A. 格拉哥列娃(Глаголева)[23]对里海粗悬浮鉄組成的研究，大部分悬浮鉄呈凝胶状出現，其次是純碎屑物，再次呈阳离子被粘土組分吸附。

考虑到鉄迁移形式的复杂性，我們建議把它当作一个独立体系来研究，并称之为地質胶悬体。根据初步研究，地質胶悬体至少具有以下的特性：

(1) 就鉄的存在状态来說，这个体系主要由悬浮体和較少部分的胶体及溶液組成；但在少数情况下，可以主要由胶体(甚至溶液)組成。这三种存在状态鉄的比例主要是受自然地理条件和有机質数量的控制。在山区河流中，悬浮物几乎成为唯一的迁移方式；而在悬浊度較低的平原河流中，胶体和溶液鉄开始变得重要，有时可以超过悬浮鉄。在沼泽或其它富含有机質的水体中，胶体和溶液鉄的比例大大增长。其它如沿河流的岩石組成、土壤組成等，也可以影响体系的分散程度。

(2) 地質胶悬体的組成极易变化。这种性質不仅取决于胶悬体的物質組成和介質条件，而且也取决于該体系的粒級組成。

M. B. 克蓮諾娃[27]采用土壤学的术語，把海洋沉积物按化学活动性質分为两个主要部分：非活动性部分和活动性部分。在这里，我們建議也援引这一名詞，用来表示地質胶悬体的化学活动性。活动性部分专指所有水体中这样一些含鉄組分，它們在表生条件下經常或者易于与周围物質发生反应，改变鉄的迁移状态和鉄的含量；非活动性部分則是指所有几乎不与或者难与周围物質起作用的含鉄物質。呈胶体、溶液和細悬浮的凝胶体的鉄为強活动性部分；呈粗、細悬浮的粘土和粗悬浮的凝胶体的鉄为弱活动性部分；又呈粗、細悬浮的碎屑矿物和其它难溶物質的鉄为非活动性部分。可見地質胶悬体中活动性部分是主要的，非活动性部分是次要的。在一般地表水体中，活动性部分鉄又以弱活动性部分为主，而在某些特殊条件下，如地下水、沼泽水中強活动性部分鉄可以成为主要者。

某一地質胶悬体的活动性部分与非活动性部分，以及強活动性部分与弱活动性部分間的数量比例，取决于它的分散程度和物質組成状况，此外也与环境有关，因为活动性与

非活动性部分的界限可以因环境而变化。例如,在 pH 和 Eh 特别低的水体中,即使是弱活动性部分鉄,甚至非活动性部分鉄也会变得很活跃。

(3) 胶体体系就其稳定性来說,乃是一个聚結不稳定而动力稳定的体系。胶体粒子所带的同号电荷和离子化外膜,保护胶体免于聚結沉淀。但是,由于胶体具有較高的自由能,有着相互碰撞、聚結长大而沉淀的自发趋势,只是这种作用的速度因环境不同有所差别而已;所以,我們将胶体体系称为聚結不稳定系統。但是,悬浮体实际上属于聚結稳定的体系。

分子溶液和胶体溶液中的分子和胶粒都具有布朗运动的性质,这种粒子的經常运动,使它們免受重力影响而不致下沉,因此分子溶液和胶体溶液属于动力稳定体系。而悬浮体也是一个动力不稳定体系,它受斯篤克定律控制。

地质胶悬体的粒級組成是相当复杂的,它包括了悬浮体、胶体和溶液,因此它是一个聚結不稳定和动力不稳定体系。聚結不稳定性和动力不稳定性的相对程度則取决于体系的粒級分配曲綫。

前面已經指出,现代河流迁移之鉄以悬浮体(粗悬浮体)为主,因此它主要是动力不稳定的和聚結稳定的体系,而且主要由弱活动性部分組成。在地表一般条件下,它的化学变化較少;所以,鉄可以以这种方式在河流中迁移較远,并在湖、海盆地中保存較长时間。

这种方式迁移的鉄进入盆地后,基本上按机械分异方式沉积。克拉克鉄在沉积岩和现代沉积中的分布証实了这一点。但是,也有一些事实是机械分异所不能解释的[29,27]。多数浅海型鉄矿的形成与克拉克分散鉄的形成过程,也有着重大的区别。

根据上面的討論,鄂西宁乡式鉄矿生成于气候潮湿炎热和发育着富鉄、鋁风化壳的地区。根据斯特拉霍夫[26]对现代河流中鉄迁移形式变化規律的研究来看,这种地区水体中地质胶悬体以胶体和細悬浮体为主,而粗悬浮体次之。

显然,这一体系将以聚結不稳定性为主,而动力不稳定性为次要,它們在水体中将是很不稳定的,不可能长距离迁移;因此,鉄质只能是由附近大陆地区供給。它們进入富含电解质的水盆地后将由于聚結不稳定性而发生化学分异迅速沉淀,这种分异的強度和沉淀的速度取决于地质胶悬体的粒級分配曲綫、地质胶悬体的浓度和水体电解质的浓度等等。由于此体系具有动力不稳定性,所以鉄质沉淀时,在一定程度上也受到机械分异作用的影响,这种影响的強弱恰好与化学分异作用的強度成反比关系。

鉄矿在水盆地中分布与沉积物类型間的緊密共生关系,可能与地质胶悬体沉积时的机械分异作用有关。按照斯篤克公式,粒径相似的地质胶悬体和粘土、粉砂等沉积的水动力条件相似,有沉积在一起的自然趋势。

在成矿时期,地表逕流常常携带来大量鉄质,当其进入海盆地后,将迅速扩散变淡。因此,这时只有比較封閉的水盆地才能阻挠鉄质的不断扩散,而得以富集成矿。此外,地质胶悬体的高度聚結不稳定性会促使鉄质迅速沉淀,因而即使在开闊海盆中也会起着直接阻挠扩散摻合影响的作用。

鄂西宁乡式鉄矿生成于半封閉水盆地中,其深度很小,且海湾和島屿广布。这种地形条件,对于鄂西鉄矿的形成来說,乃是极为有利的。

（三）鄂西宁乡式鉄矿成因問題

关于鄂西宁乡式鉄矿的成因問題，我們現在可以得出如下的初步結論：

1. 鉄在表生条件下是一种趋于分散的化学惰性元素：它的分异和富集主要取决于原含鉄岩石的风化，以及在鉄質迁移和沉积时沒有受到剧烈的掺合作用影响。鉄的这种特性，就是决定鉄矿在剖面中規律性分布和它与侵蝕間断面亲密关系的基本原因。

泥盆紀时，湖北浅海盆地周围分布的沉积变質鉄矿和基性岩石可能是成矿鉄質的来源之一，但主要的含鉄岩石还是附近的沉积岩，如頁岩、石灰岩和某些变質岩。成矿时的古气候是潮湿炎热的，鄂西浅海盆地附近岩石的风化侵蝕过程比南方其它各地要长，这些都是有利于富鉄风化壳发育和为成矿提供丰富鉄質来源的良好条件。

鄂西鉄矿都分布于各級旋迴的中部或中下部，而不在底部和頂部（若頂部未被侵蝕而保存不全的話）；就岩性序列来說，鉄矿总处于底砾岩、砂岩向灰岩过渡之砂質頁岩和頁岩中，而很少出現在代表陆源碎屑和碳酸盐掺合作用強烈的砾岩、砂岩和石灰岩中。

2. 成矿鉄質乃以地質胶悬体的方式迁移：它主要由胶体和細悬浮凝胶組成，两者都属于強活动性部分，易于变化。就稳定性質来說，此地質胶悬体乃是以聚結不稳定性为主的体系，在一般天然水体中极易沉淀析出。所以成矿鉄質只能是就近来源的，未經过长途迁移。

3. 鉄矿生成于半封閉的海盆地：根据古地理、岩性序列和古生物化石資料来看，鄂西地区是一半封閉的海盆地，其中海湾、島屿广布，鉄矿就生成在这些海湾中。在这样一个多海湾的水盆地中，就含矿旋迴岩性序列和古生物的特征来看，成矿时期或成矿海湾的水体多半仍是正常的。

4. 鉄矿主要是一种胶体化学沉积：但是，在它沉积过程中也或多或少受到斯篤克定律的控制，因地質胶悬体也是一个动力不稳定体系。鄂西鉄矿与石英粉砂質頁岩和頁岩的紧密共生，就可能是受了这种机械分异作用的影响。在鉄質沉积时，半封閉的海湾地形阻挠了鉄的扩散而有利于富集成矿。

5. 鉄矿在海湾中以不同的矿相沿海岸作带状分布：自盆地边緣向盆地中心可以划分出主要的矿相和岩相如下：(1) 紫紅色砂岩和頁岩相；(2) 砂質鲕状赤鉄矿相，又分为：1) 砂質鲕状赤鉄矿貧矿亚相和 2) 砂質鲕状赤鉄矿富矿亚相；(3) 富鈣質鲕状赤鉄矿相，又分为：1) 富鈣質鲕状赤鉄矿富矿亚相和 2) 富鈣質鲕状赤鉄矿貧矿亚相；(4) 菱鉄矿質鲕綠泥石相（包括菱鉄矿的薄层和透鏡体）；(5) 蓝灰色粉砂質頁岩相（夹灰岩和局部黑色頁岩）。

各矿相在水盆地中都具有一定的空間分布和物質組成、結构构造特征（見图 9）。鉄矿相成矿深度在 60—70 米左右；鉄矿相的寬度在水下地形平緩处可达 15,000 米以上。含矿层位发育之厚度受当时当地的地壳沉降幅度和沉积物的补偿情况控制；而矿相的厚度則既受該处含矿层位厚度的控制，又受岩相古地理条件的控制。

6. 鉄矿相形成的化学条件：砂質鲕状赤鉄矿相和富鈣質鲕状赤鉄矿相于微碱性的氧化条件下形成，而菱鉄矿質鲕綠泥石相于微碱性的弱还原条件下形成。成矿溶液富含二氧化碳和自由二氧化硅，而缺乏硫离子。因为只有封閉的体系才能貯存大量二氧化碳。

所以矿石中的菱鉄矿都生成于成岩阶段，并且晚于赤鉄矿、鲕綠泥石和鲕状构造的形成。并且絕大部分出現于胶結物中，而少見于鲕体同心层中。其原因也在于此。

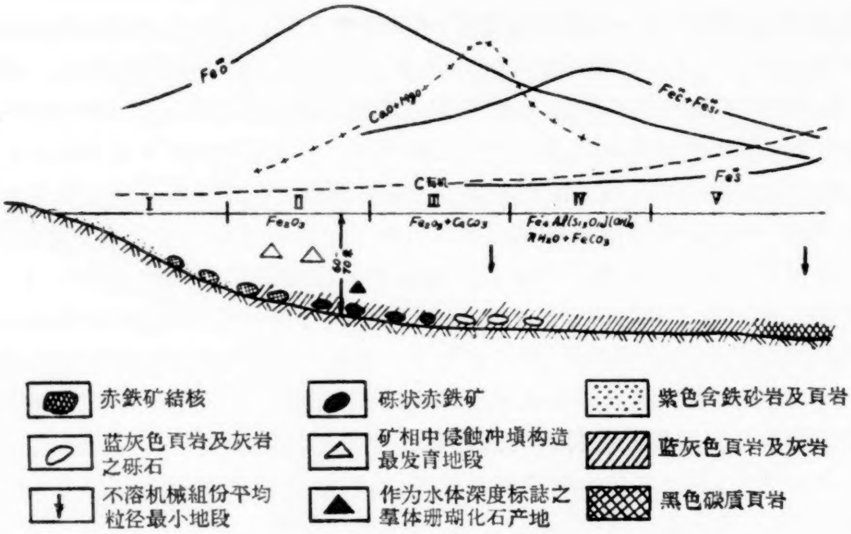


图 9 含矿岩相在水盆地中的分布及其主要特征示意图

矿相及岩相的主要类型：
- I——紫色含鉄砂岩及頁岩相
- II——砂質鲕状赤鉄矿相
- III——鈣質鲕状赤鉄矿相
- IV——菱鉄矿質鲕綠泥石相
- V——蓝綠色鉄質頁岩及灰岩相

鉄的賦存形式及其它組份：
- $Fe^{+++}O$——赤鉄矿鉄
- $Fe^{++}S$——黄鉄矿鉄
- $Fe^{++}C + Fe^{++}Si$——菱鉄矿和鲕綠泥石鉄
- $CaO + MgO$——鈣和鎂的碳酸盐
- $C_{有机}$——有机碳

7. 鉄矿相的鲕状构造形成于成岩早期阶段： 大部分鲕体在形成后和伴生的沉积物遭受水流作用，甚至經过再搬运和再沉积；矿石中的許多結构构造特征为这种作用留下了忠实的記录。

鄂西宁乡式鉄矿在空間上的分布規律，特别是鉄矿相的特征，可以作为在鄂西地区探寻富矿和盲矿体的参考。

参 考 文 献

[1] 傅家謨，鄂西宁乡式鉄矿的形成和分布規律，地質科学，1959 年第 4 期，第 109—115 頁。
[2] 斯特拉霍夫 H. M. 沉积物之成岩作用及其对沉积岩形成的意义，地質专輯，第一輯，第 5—54 頁，地質出版社，1957。
[3] 刘和甫等，鄂西上泥盆紀宁乡式鉄矿的分布規律，北京地質勘探学院学报，1959 年第 5 期，第 35—42 頁。
[4] Страхов Н. М. и Золманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, сер. геол. 1959. No 1, стр. 34—51.
[5] Krumbein W. C. and Garrels R. M. Origin and Classification of Chemical Sediments in terms of PH and Oxidation-Reduction Potentials. Jour. Geol., vol. 60, No. I, pp. I—33, 1952.
[6] Garrels R. M. Minerals Equilibria. New York. 1959.
[7] Ridge J. Replacement and the Euating of Volume and Weight. Jour. Geol., vol. 57, pp. 522—550. 1949.
[8] Polynov B. B. The Cycle of Weathering. London. 1937.

[9] Страхов Н. М. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие. Изв. АН СССР, сер, геол., 1948. No. 4. стр. 3—50.
[10] Бушинский Г. И. О диагенезе в связи с генезисом огнеупорных глин, осадочных железных руд и бокситов. Изв. АН СССР, сер. геол. 1956. No. 11, стр. 3—15.
[11] 叶連俊，論中国沉积矿床的若干形成特点，地质科学，1959 年第 10 期，第 294—296 頁。
[12] Gruner J. W. The Origin of Sedimentary Iron Formation (Mesabi). Econ. Geol., vol. 17, No. 6, pp. 407—460. 1922.
[13] Moore E. S. and Maynard J. E. Solution, Transportation and Precipitation of Iron and Silica. Econ. Geol., vol. 24, No. 3,4,5, pp. 272—303, 365—402, 506—527.1929.
[14] 阿列金 O. A.，水文化学原理，地质出版社，1960。
[15] Скопинцев Б. А. 1950. Органическое вещества в природных водах, (Водный гумус). тр. Гос. океаногр. ин-та, вып. 17, No. 29, 1952.
[16] 斯費德魯普 H. U. 等，海洋(第三卷)，科学出版社，1959。
[17] 侯德封，地层的地球化学概念，地质科学，1959 年第 3 期，第 69—71 頁。
[18] 克罗托夫 Б. П. 1953：元素在风化作用中时間上的分异作用和沉积矿床分布的規律，沉积专輯，第一輯，第 117—136 頁，地质出版社，1957。
[19] 阿尔汉格尔斯基 А. Д. 1933：苏联鋁土矿类型及其成因。科学出版社，1959。
[20] Hutchinson G. E. A Treatise on Limnology. New York. 1957.
[21] Harvey H. W. The Chemistry and Fertility of Sea Water. Cambridge. 1955.
[22] Антепов-Каратаев И. Н. К вопросу о миграции железа в виде органических его соединений. тр. конф. по генезису руд Fe、Mn и Al. 1937.
[23] Глаголева М. А. Форм миграций элементов в речных водах. В кн. К познанию диагенеза осадков, М. 1959.
[24] Carroll D. Role of Clay Minerals in the Transportation of Iron. Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 14, Nos. 1/2, pp. 1—28. 1958.
[25] Cooper L. H. N. Iron in the Sea and in Marine Plankton. Proc. roy. Roc., ser. B, No. 118, pp. 419—438. 1932.
[26] Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I,II, 1960.
[27] 克蓮諾娃 М. В. 海洋地质(下卷)，地质出版社，1959。
[28] 卡布路洛夫 И. А. 物理化学及胶体化学教程(下册)，商务印书館，1953。
[29] Авилов И. К. и Соловьев В. Ф. К теории современного осадкообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951. No. 1, стр. 129—143.

FACIES AND GENESIS OF SEDIMENTARY IRON DEPOSITS OF NINGSIANG-TYPE, WESTERN HUPEI

BY FU CHIA-MO

(Resume)

As shown by chemical, oceanographical and limnological data, iron is an inactive element and used to be highly dispersed under ordinary surface conditions. Its transportation in water median is considered to be in the form of 'geological colloid-suspension'. Thus during weathering of the surface rocks, iron is apt to be largly enriched in the weathering crust, and cannot migrate a long distance. The sedimentation and concentration to form an industrial iron ore deposit require that the 'commingling process' should be weak.

The Devonian iron ore beds occur all in the lower middle part of the ore bearing cyclothems. The source of iron of these deposits is recognized as being come from nearby territories. The rock constitution of the province at that time before the deposition of the ore is belived to be largly sedimentary and parametamorphic rocks. The palaeoclimate of the ore-forming period is regarded as tropic and humid. The depth of deposition of iron ores is less than 100 m. as witnessed by the compound coral found in oölitic hematite ore beds. The deposition of the iron ores, as from a state of 'geological colloid-suspension', which is a system of dynamic instability, is also controlled by Stoke's law during its differentiation and sedimentation. The ore beds are thus generally associated with greenish grey quartz siltstone and ferriferous shale.

In the marine basin the iron ore deposits were distributed as belts of various facies. Near from the margin to the central part of the basin the following main ore facies and lithofacies are encountered:

1. Purplish-reddish quartzous sandstone and ferriginous shale facies;
2. Sandy oölitic hematite facies;
3. Highly calcareous oölitic hematite facies;
4. Siderite chamosite facies (sometimes alternated laterally into beds and lenses of siderite);
5. Greenish grey silty shale facies (contains some limestone and occasionally some black shale).

The sandy oölitic hematite facies and the highly calcareous oölitic hematite facies were formed in a weak alkaline oxygenated condition, yet the siderite chamosite facies represent a deposit of weak alkaline and oxygen-poor media. The ore-forming solutions that were poor in irons of sulfur were more rich in CO_2 and silica.

Each of the iron ore facies has its own characteristic mineralogical, chemical and mechanical constitution, as well as texture and structure characteristics. These can be used as an important mark for reseach of high-grade iron ores and blind ore bodies.

1

2

3

4

5

6

图 版 說 明

Explanation of Plate

图 1 含石英碎屑(q)的鲕状赤鉄矿(He)。
NF20, ∥N, ×45.

Fig. 1. Oölitic hematite(He), with rounded quartz grains (q). NF20, ∥N, ×45.

图 2 碳酸盐 (Ca) 胶結的鲕状赤鉄矿 (He)。
NF31, ∥N, ×80.

Fig. 2. Oölitic hematite(He) cemented by carbonates (Ca). NF31, ∥N, ×80.

图 3 方解石 (Ca) 胶結之鲕状赤鉄矿 (He), 含有腕足类化石碎片(f)。 NF1416, ∥N, ×80.

Fig. 3. Oölitic hematite (He) cemented by calcite (Ca), with brachiopods. fragments (f) NF 1416, ∥N, ×80.

图 4 含石英碎屑 (q) 的鲕綠泥石岩 (ch)。
NF1312, +N, ×45.

Fig. 4. Chamosite oölites, with rounded quartz grains. NF 1312, +N, ×45.

图 5 菱鉄矿 (Sid) 交代了腕足类化石碎片 (f), 黑色者为赤鉄矿。 NF 1042, ∥N, ×100.

Fig. 5. Brachiopods fingments(f) replaced by siderite (Sid). NF 1042, ∥N, ×100.

图 6 鲕状赤鉄矿中化石介壳(f)呈定向排列, 介壳間为赤鉄矿(He). NF 1042, ∥N, ×25.

Fig. 6. Fossil shells(f) arranged regularly in oölitic hematile (He). NF 1042, ∥N, ×25.

第41卷 第2期 地 質 学 报 Vol. 41, No. 2
1961 年 9 月 ACTA GEOLOGICA SINICA Sep., 1961

太行山东麓矽卡岩型鉄矿成矿地质特徵

李 黎 明

本文想就太行山东麓矽卡岩型鉄矿的成矿地质特征提出一些看法和意見。

区域地层、构造及火成岩活动

本区位于山西台背斜与河淮台向斜的过渡地带，具有地台边緣构造的特征。

区域內除前震旦紀古老变質岩系之外，以古生代沉积岩层为主，局部有三迭紀地层产出。在低洼地带，第三紀砾石层及第四紀黃土分布甚广。

太行山背斜之軸向大致为南北，于河南西北部則轉向为东北东—西南西至东西；本区正好位于太行山背斜“W”形的轉折处。与太行山西翼比較，其东翼地层傾斜較陡，断裂丛生，且多为走向正断层。后者走向与太行山背斜的軸向一致，而作阶梯状平行排列，显然是受太行山长垣状隆起之影响。横向断层虽亦存在，但不主要。次一級褶皺构造，多为山前盆地的产物。

燕山期閃长岩类火成岩的分布，恰与上述断裂构造方向一致，且多沿断裂带而侵入，并受着上述断裂构造的控制。

火成岩呈岩株状产出，其中以閃长岩、石英閃长岩、角閃閃长岩、黑云母閃长岩、二长岩及閃长玢岩分布广泛，間有煌斑岩岩墙的貫穿。这說明本区火成岩的侵入可能是多期性的。其岩相变化从区域来看，西南边緣黑色矿物增多，基性增加；东北面黑色矿物減少，酸性增強。从每个矿区来看，靠近矿体和灰岩多为浅色岩石，其边緣黑色矿物則有增多的趋势。本区矽卡岩型鉄矿床多生于較酸性的石英閃长岩、閃长岩及二长岩等火成岩与馬家沟石灰岩之接触带內。

矽卡岩型鉄矿床的一般特征

接触构造不仅控制着本区矽卡岩型鉄矿床的形成，而且也决定了矿床的产状和矿体的形态。按矿体产状和形态，可分为下列四大类型(图 1)：第一类型为似层状透鏡体；厚度变化不大，很少有两側迅速尖灭的現象；第二类型为“蚯蚓状”矿体，其形态随接触面的弯曲为轉移，厚度較小，形似蚯蚓；第三类型为囊状或球状透鏡体，其特点是矿体中部厚度极大，两边迅速尖灭；第四类型为不規則的“鳥翼状”矿体，其特点是矿体一側有分叉現象，形似鳥翼，很不規則。矿体形态虽属多种多样，但从厚度变化系数的計算結果来看，一般为 40～100%，属于“中等变化”，尙称稳定。

矿石以磁鉄矿为主，假象及半假象赤鉄矿为副。伴生矿物以透輝石、石榴石、綠泥石、綠帘石、阳起石、方解石为主，黄鉄矿、黄銅矿、透閃石、蛇紋石、矽灰石次之，有时亦有符山石、石棉、滑石、褐帘石等矿物。矿石构造多为条带状、斑状、致密状；質量較优，为冶金工

业的优質矿产資源。

围岩蝕变以矽卡岩化作用最显著，热液蝕变作用次之。在接触处从花崗岩体到灰岩按蝕变性質通常可分为四带：

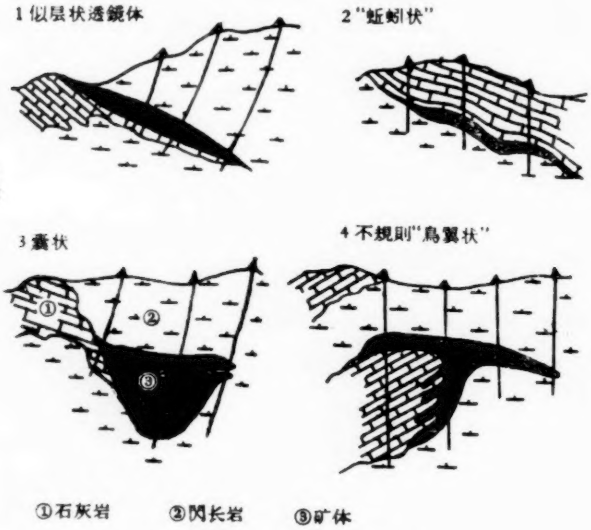


图1 矿体形态分类

1. 蝕变閃长岩带：閃长岩原結构不变；角閃石多变成綠泥石，岩石顏色变綠；斜长石已絹云母化，并有碳酸盐細脉充填于裂隙之中。

2. 矽卡岩或矽卡岩化閃长岩带：矿体即存在于矽卡岩之中。閃长岩之原結构尚能大致辨認，并有透輝石、磁鉄矿等矿物大量出現。透輝石多为角閃石变来，这可以清晰的角閃石殘留六边形底切面为佐証。

3. 矽卡岩化大理岩带：大理岩受輕微的矽卡岩化作用，透輝石等矽卡岩矿物沿方解石顆粒間嵌入。

4. 大理岩或結晶灰岩带：石灰岩受大理岩化作用而重結晶。

热液蝕变作用虽次于矽卡岩化作用，但亦普遍存在，其中以綠泥石化、絹云母化、碳酸盐化、黄鉄矿化較显著。

1. 綠泥石化：見于閃长岩中，角閃石变为綠泥石現象普遍；其作用于矿体中者，时期較晚，多为石英-硫化物期的产物，綠泥石常有交代磁鉄矿現象。

2. 絹云母化：見于閃长岩中，蝕变不深，仅見到斜长石晶体表面形成絹云母。

3. 碳酸盐化：在大多情况下是較晚期的热液蝕变作用，多表現为碳酸盐細脉穿入透輝石及磁鉄矿之間。

4. 黄鉄矿化：黄鉄矿浸染于磁鉄矿之裂隙及顆粒間，多为石英-硫化物期之产物。

矽卡岩型鉄矿床形成規律

根据几年来在太行山东麓进行該类矿床找矿勘探所获得的資料，就与成矿有关的岩浆活动、构造因素和围岩作用等問題，提出一点見解，試图找出它們与成矿作用的联系，探索其成矿規律。

岩浆活动与成矿作用：岩浆活动与构造因素密切相关，岩浆侵入时期常与地壳运动最強烈的阶段一致。冀南、豫北閃长岩类火成岩恰分布于太行山背斜主軸綫"W"形的突出的轉折部分。在燕山运动初期，太行山本部上升，东部沉降，而在太行山东翼产生走向正断层，岩浆即沿此断裂带上侵，因而分布方向与上述构造綫方向一致。

当研究侵入体与矿床成因的关系时，应充分考虑到它們所处的地質环境，首先是岩浆的专属性和围岩的物理、化学性質，这是不言而喻的。后者将在"围岩性質与成矿作用"一节論及。这里仅討論火成岩的侵入相、性質以及岩浆分异等与成矿作用相关的問題。

侵入岩体的冷凝深度对其相应的成矿作用，有它重要的意义，因为不同的侵入体冷凝深度，产生不同的岩相和矿床。本区閃长岩类侵入体有如下特征：

1. 閃长岩类岩石多呈全晶质細粒，略显斑状构造；角閃石多为十字形放射状，未見微斜长石。

2. 閃长岩类岩石中的斜长石多呈显著之环带状构造。在黑云母閃长岩中，常有下列反应圈，即中心为輝石、外为角閃石、最外为黑云母圈，并有鉄质析出。

3. 閃长岩类侵入体中或其附近，均未发現有伟晶岩脉及与其相适应的热液矿化。

由此可見，本区閃长岩类侵入体的侵入相及与其相应的成矿深度，是属于中深相（中等深度）的。

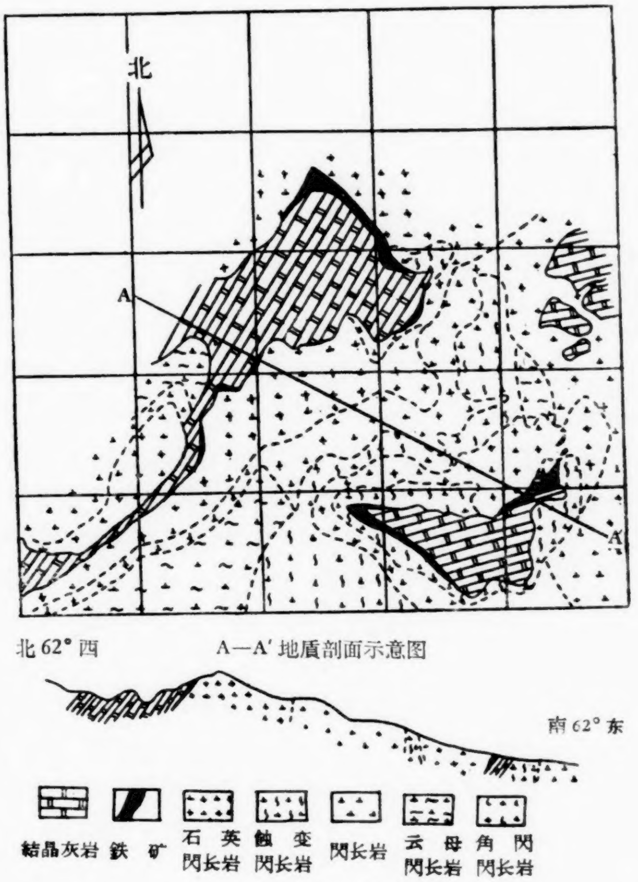


图 2　矿区地质略图

本区閃长岩类侵入岩的岩相，是多种多样的，有閃长岩、石英閃长岩、角閃閃长岩、黑云母閃长岩、閃长玢岩、二长岩等。但是，与成矿有关的火成岩总是趋于較酸性的。根据已探明的矿床資料統計，多数是石英閃长岩和閃长岩，其中以石英閃长岩占优势，少数是二长岩或其它閃长岩。目前，尙无与含黑色矿物較多的角閃閃长岩有关的成矿实例。如上所述，火成岩岩相变化，就整个区域来看，含黑色矿物較多的角閃閃长岩、黑云母閃长岩分布于西南，这里很少形成鉄矿床；而区域的中部及东北部，火成岩多較酸性，矽卡岩型鉄矿体则成羣出現。从局部地段（某矿区）来看，靠近矿体和灰岩部分，火成岩酸性增加，远离矿体或灰岩时，黑色矿物就增多了。因此，作者認为：本区矽卡岩型鉄矿床成矿溶液的来源与較酸性岩浆活动有关。

围岩性质与成矿作用：岩浆与围岩接触时，会引起围岩強烈程度不同的化学变化，含矿溶液将随之改变其成分，而影响矿床的形成。同时，作者認为：围岩的物理性质对矿床形成所起的作用也是很重要的。本区該类型鉄矿床全部生于火成岩与馬家沟灰岩接触带内；相同性质的火成岩与早奥陶世白云质灰岩或其它岩石接触时，目前尙未发現有矽卡岩型鉄矿床生成。这一事实充分表明了围岩的物理性质和化学成分对成矿的影响。这里所說的化学成分，主要是指 Al_2O_3、SiO_2 等杂质，不涉及 MgO 的含量（見表 1）。

从下表可以看出：馬家沟灰岩是較純的，杂质含量平均是 1.77%，而白云质灰岩杂质

表1　侵入体围岩的化学成分

化学成分 / 围岩种类	平均含量(%)				
	CaO	MgO	$Al_2O_3+Fe_2O_3$	SiO_2	$R_2O_3+SiO_2$
馬家沟石灰岩	50.51～55.05	0.82	0.69	1.08	1.77
早奧陶世白云質灰岩	32.15	17.81	2.23	2.63	4.86

含量平均达4.86%，因而有利于形成矽卡岩的是前者，而非后者。

从岩石的化学成分中可以看出，白云質灰岩所含的粘土物質多于馬家沟灰岩。野外观察也是这样，白云質灰岩中常夹多层泥質物，在其頂部尙有一层厚达20—30米的泥灰質頁岩。馬家沟灰岩却无此种現象，而且裂隙节理亦較发育，显然前者較后者的塑性大，后者較前者的脆性大。因此，当火成岩侵入时，于馬家沟灰岩的接触处，常常形成破碎带或局部的褶曲，这些构造有利于含矿溶液的流动和交代，也就有利于矽卡岩化或矿化的进行；而白云質灰岩的塑性較大，則不易形成利于矽卡岩化或矿化的构造因素了。

根据几年来的地質勘探工作，发現有这样两个事实：(1)磁鉄矿往往交代透輝石矽卡岩而形成矿体；有透輝石矽卡岩分布的地方，就有可能找到鉄矿体。鏡下观察，透輝石边緣不規則，并呈島屿状殘留在磁鉄矿中，或磁鉄矿呈顆粒塡充于透輝石空隙間；而磁鉄矿交代透輝石的現象也有发現，但不是主要的。这說明本区矽卡岩型鉄矿形成过程中，含鉄溶液的交代作用是多期性的。(2)磁鉄矿直接交代灰岩而形成矿床的情况也是有的，但属少数；占优势的还是交代透輝石矽卡岩生成的矿床。这种交代作用形成的矿石大多是自熔性的。根据这两个事实，完全可以肯定，有利于成矿的围岩多数是透輝石矽卡岩，少数是石灰岩。

透輝石矽卡岩之所以有利于成矿，自然也与它的化学成分和物理性質有关。这是由于它具有良好的滲透性和孔隙度，宜于鉄質的交代。

构造因素与成矿作用：本区矽卡岩型鉄矿的形成，构造因素也起了明显的作用。如前所述，火成岩和围岩的接触带的总方向与主构造綫方向相吻合。这是由于岩浆的侵入，受着本区走向断裂带控制之故。而鉄矿床的形成，则受着接触带的控制。接触带构造不仅控制着矽卡岩化和矿化作用的发育，在很多情况下，也决定了矿体形成后的形态和大小。

火成岩与围岩的接触形式(即构造控制)在本区有三种情况，列表如下：

表2　构造因素与矿体的规模和形态

控制构造		矿体形态	矿床特征	备注
侵入岩体与围岩接触	与围岩呈整合接触	1.似层状透鏡体 2."蚯蚓状"矿体	1.产状平緩，傾角較小 2.厚度不大，很少有迅速尖灭現象 3.出現多层矿体，其中夾閃长岩、灰岩或矽嘎岩	属上述矿体形态的第一、第二和第四类型
	与围岩呈不整合接触	1.囊状矿体 2.球状透鏡体	1.产状由緩傾斜到陡傾斜 2.中部厚度巨大，两側迅速尖灭	属形态分类第三类型
	侵入体与灰岩俘虏体接触	矿体形态随俘虏体形态轉移，一般为不規則的"犬齿状"、"燕尾状"、"鳥翼状"及长橄欖状矿体	1.产状由平緩至陡傾斜都有 2.一般厚度較大，矿体分枝現象普遍，不規則	属形态分类第四类型，第一类型

构造因素与成矿作用的关系，作如下論述：

1. 灰岩俘虏体与成矿作用： 当火成岩侵入在围岩脆弱地带时，由于岩浆的上冲力，使围岩(灰岩)发生陷落，而插入或倒置于侵入体之中，与此同时，侵入体与围岩则发生強烈的化学反应，促使 CaO、SiO_2、Al_2O_3 的复杂的交换，而形成矽卡岩。这时如地区活动性較大，则在接触带或围岩中造成裂隙，有利于含鉄溶液沉淀集中或进行交代。矿床形成过程有如下几种情况：

(1) 成矿沿整个俘虏体进行(图 3)：从勘探或矿体开采时常常发現矿体中部夹着透輝石矽卡岩或大理岩交代殘留岩块之包体来看，証明成矿是沿着整个俘虏体进行的。

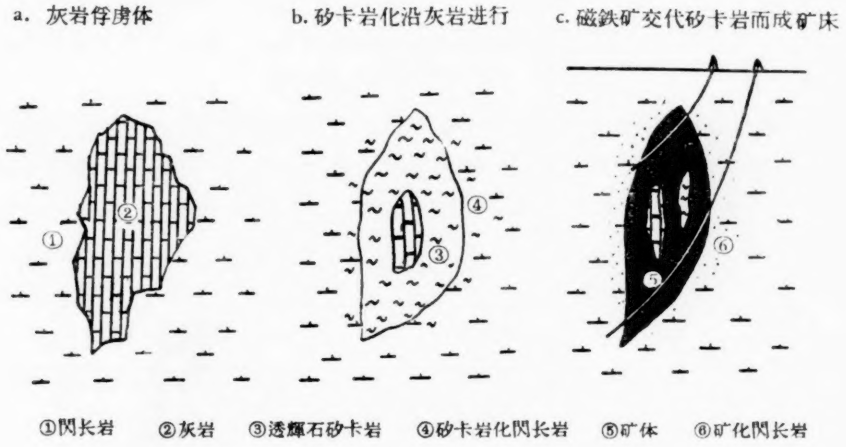


图 3　成矿沿整个俘虏体进行

(2) 成矿沿俘虏体的两側进行(图 4)：当侵入岩体俘虏了灰岩之后，矽卡岩化或矿化沿俘虏体两側的层理面进行。这种情况，往往生成"燕尾形"矿体。

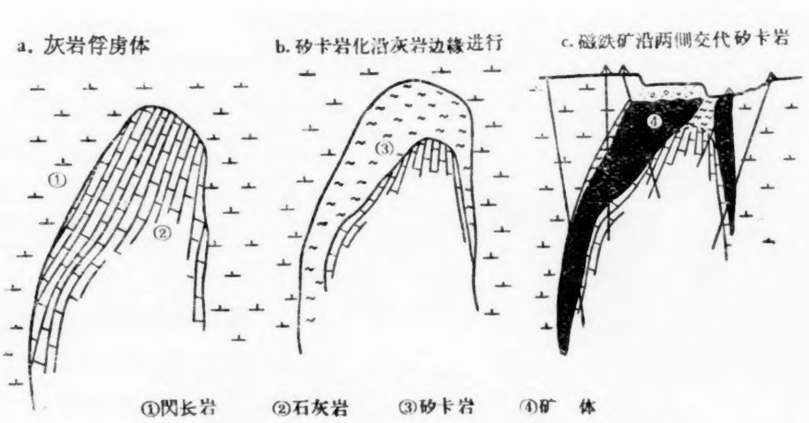


图 4　成矿沿俘虏体的两側进行

(3) 成矿沿俘虏体的一側进行(图 5)：成矿往往沿着灰岩俘虏体一側的层理面进行。从平面上看，成矿的这一側，常是灰岩突入侵入岩体的部位。

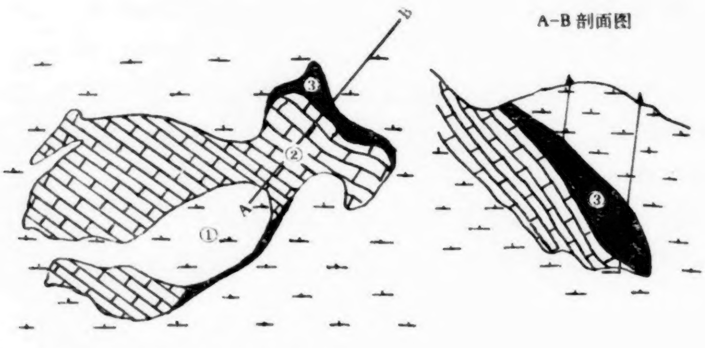


图 5 成矿沿俘虏体一侧进行

2. 接触破碎带与成矿作用： 由于岩浆的侵入，使接触处的围岩造成破碎裂隙，甚至伴随着較大的构造錯动，加大和改变原来的构造形态。矿化沿破碎带进行的情况下，往往生成形态复杂的“犬齿状”矿体（图 6）。

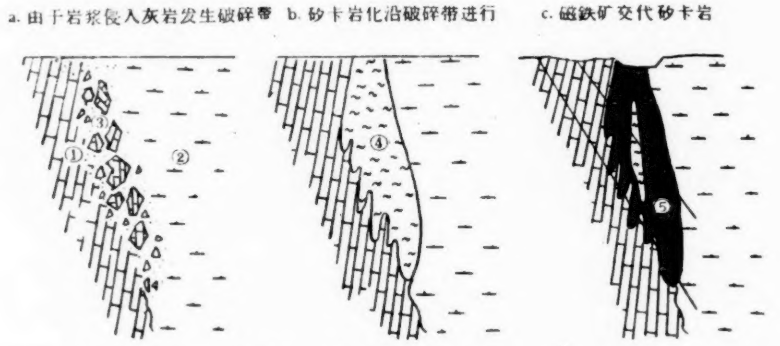


图 6 成矿沿接触破碎带进行

3. 灰岩层理面与成矿作用： 成矿作用沿灰岩层理面进行，不仅在上述的灰岩俘虏体中存在，而且在其他情况下也表現得比較普遍。矽卡岩化或矿化作用，往往是沿着层面傾斜的相反方向进行交代，形成“鳥翼状”或其他形形色色的矿体。一般規模中等，产状平緩，夹层較多，矿体分枝現象普遍，如图 7。

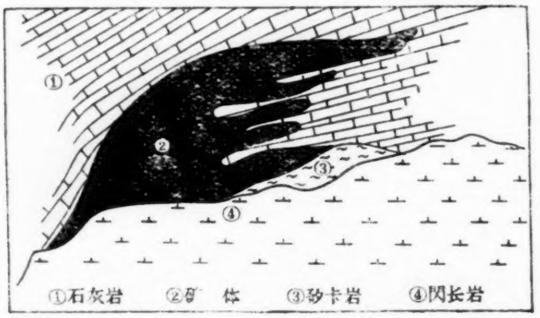


图 7 成矿沿灰岩层理面进行

4. 围岩的褶曲与成矿作用： 岩浆活动的上冲力，将围岩（石灰岩）頂起，岩层呈拱状弯曲，形成两翼傾角不大的褶曲。灰岩与火成岩之接触部受到一些破碎，給矽卡岩化或矿化作用，造成有利的构造条件。在这种情况下，常形成緩傾斜的矿体。

灰岩的拱形褶曲，一般存在于深部，地表难以直接观察，甚至在地表灰岩是单斜构造。說明这种构造作用，是比較脆弱的。

关于构造与成矿作用的問題，除上述者外，其他构造形式对成矿也有一定作用，但不是重要的和普遍的，不予贅述。

結　　論

一、本区火成岩的侵入受着与太行山背斜主軸方向一致的断裂带的控制。閃长岩沿此断裂带侵入，与中奥陶世馬家沟石灰岩接触而形成矽卡岩型鉄矿床。因此，馬家沟石灰岩是在本区找寻該类型鉄矿床的地层标志。

与成矿有关的矽卡岩体，在多数情况下是透輝石矽卡岩，其他种类的矽卡岩则处于次要地位。

二、閃长岩类侵入体的侵入相及与其相应的成矿深度，是属于中深相的。

与成矿有关的火成岩多是中酸性的石英閃长岩、閃长岩、二长岩。火成岩的岩相变化較显著：靠近矿体或灰岩較酸性，远离矿体或灰岩則偏基性。

三、构造因素与成矿作用有着密切联系。本区矽卡岩型鉄矿床多生于灰岩突入侵入体的部位。接触带构造形式是直接影响成矿作用的构造因素，它不仅控制着矽卡岩化或矿化的进行，也决定了矿体的形态和大小。按侵入体与围岩的接触形式可分为三种情况：卽整合、不整合及灰岩俘虏体。其中，与前者有关的矿体形态較簡单，与后两者有关的矿体形态較复杂。当勘探由交代灰岩俘虏体生成的矿床时，应搞清俘虏体的四周，勿只注意一側，而忽略另一側。

总之，太行山东麓矽卡岩型矿床的生成規律和特点取决于該地区的地質环境和地質条件，并受大地构造和岩浆活动历史的控制。上面对有利于成矿的岩浆活动、围岩性質和构造因素作了初步分析，以供在具类似成矿地質条件和环境的地区内，継續寻找类似矿床时的参考。

参　考　文　献

[1] 林格仑，矿床学，地质出版社。
[2] Абудулаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гланитоидными интрузиями, Изд. АН Узб. ССР, 1950.
[3] 馬加克揚 И. Г. 金属矿床，地质出版社，1957。
[4] 矿产专輯，“金属矿床”第 8 輯，地质出版社，1959。

第 41 卷 第 2 期　　地 質 学 报　　Vol. 41, No. 2
1961 年 9 月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　Sep., 1961

关于一个南方煤田煤系地层和煤层綜合对比方法的初步研究*

韓樹棻　郑立煊　王綏年

采用有效的方法正确地进行煤系地层和煤层对比是煤田地质工作中极为重要的問題。經驗証明，利用綜合对比方法优点頗多。綜合方法就是指运用多种对比方法。如常用的古生物对比法(动植物化石)、孢子花粉分析法、岩相-旋迴对比方法、煤岩方法、矿物学方法(重矿物分析法)、光譜分析法等等，其他还有結核研究法、物探方法等。綜合分析各种方法所取得的成果，才会較全面地解決問題，我們选择了南方一个煤田，用綜合方法进行了試驗。

本項工作是在 C. A. 戈魯別夫同志帮助下用綜合方法对一个煤田部分矿区的煤系地层和煤层对比进行了初步研究。由于該区地层构造极为复杂，在建立标准剖面的过程中，遇到不少困难，經过野外和室内研究，以及各方面的配合，初步将該矿区的标准剖面建立起来，而且肯定了几种比較有效的对比方法。但由于工作不够充分，对一些关鍵問題还需今后更进一步收集实际資料加以論証。

此次工作是属于方法性質的試驗研究，故更深一步地去探討煤系沉积理論，煤的形成条件还是不够的。

一、矿区存在的主要地質問題

在矿区进行工作的初期，发現地层和构造尙存在不少問題，解决問題的关鍵：在于建立一个煤系地层的标准剖面，只有搞清地层和构造才能对矿区做出正确評价。当时曾提出以下几点不同的看法：

1. 根据 J_1^4 层組与 J_1^6 层組含煤情况的相似性，怀疑这两层为同一个层組，属沉积相变的可能性較大，而且从地表 J_1^4 层組产状向东傾，而 J_1^6 层組产状向西傾斜，可能构成一个背斜构造，J_1^5 层組即构成背斜的軸部，并非为一向西傾的倒轉单斜(見图 1)。

2. 另外观察了矿区西部 J_1^{1-2} 层組杂色岩系与矿区东部 J_1^{1-2} 层組深灰色岩系，怀疑是两个不同的层位；东部 J_1^{1-2} 层組可能位于剖面的高部位与 J_1^6 或 J_1^7 相当，而西部 J_1^{1-2} 层組可能属低部位。

这些怀疑問題之解决对建立煤系地层标准剖面和对比是有重要意义的。

二、工 作 方 法

在建立矿区地层标准剖面、对比煤系地层和煤层的工作中，为了解决地层和构造問

* 工作中得到了有关省局、队和实驗室的領导同志和地質人員的支持和帮助，特此志谢。

題，曾在矿区进行了比較詳細的剖面測繪和描述长达 3,000 多米，采集了煤岩样品 34 层个，孢粉分析样品 205 个，光譜样品 273 个，矿物分析样品 173 个，岩石标本、化石标本数百块。

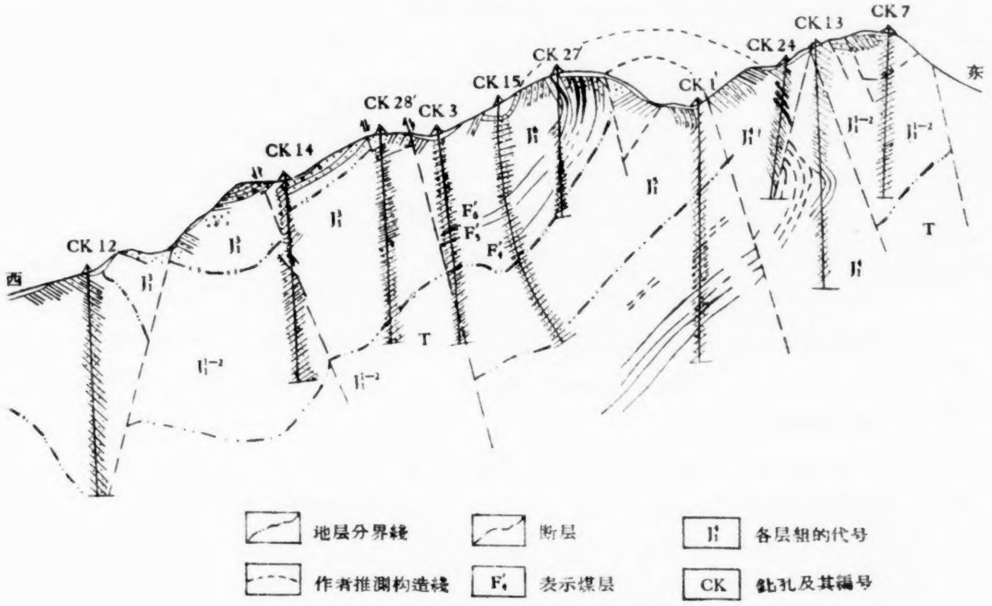


图 1　矿区地层对比剖面示意图

(一) 化石对比方法

为了确定煤系地层时代及其层序，必須充分地詳細研究各层組中动植物化石的分布和特征，寻找可做为对比的标志层。在野外制做标准剖面的同时，要逐层采集动植物化石标本，特别是植物化石。

我們共采集了 300 块化石标本，經过室內鑑定发現地层化石羣的分布是具有一定特征和規律的，不仅能确定地层时代，而且还能初步得出各层組之間的順序，这說明利用古生物对比地层是很有效的，也是地質人員在野外工作时易于采用的。

現根据徐仁的化石鑑定結果（見分层化石表及图版 I—IV）及其他資料的綜合，对矿区煤系地层提出以下意見：

1. 地层划分： 按照岩性和沉积特点，我們認为矿区地层是一套岩系，并可分为四組（自上而下）(見图 2)。

第四組——可名为 G 层即砂砾岩(本区未出露全)

第三組——可名为 F 层即“J_1^7”

第二組(分为三层)——E 层即“J_1^6”或“J_1^4”

D 层即“J_1^5”

C 层即“J_1^3”

第一組(分为二层)——B 层即“J_1^{1-2}”

A 层即紫色岩系

F层: *Equisetiles* sp.

Neocalamites carrerei (Zeiller)

Pecopteris concinna Preal (图版Ⅰ图1)

* *Dictyophyllum exile* Braun (图版Ⅰ图2)

D. Nilssoni Brongn.

D. Nathorsti Zeiller

Clathorpteris meniscoides Brongn.

Thaumatopteris remauryi (Zeiller)

Cladophlebis spp. A. B. C. D. E.

* *C. nebbensis* (Brongn.) (图版Ⅰ图3)

Phlebopteris angustiloba (Presl) (图版Ⅰ图4)

Taeniopteris pingshiangensis sp. nov.

Taeniopteris of. *groenlandiea* Harris

Taeniopteris sp.

* *Ptilozamites nilssoni* Nathorst (图版Ⅰ图5)

Ptilozamites chinensis Hsü

Thinnfeldia sp. (图版Ⅱ图1)

Ctenopteris cf. *sarrani* Zeiller

Ctenopteris sp.

Pachypteris sp.

Nilssonia cf. *polymorpha* Schenk

Nilssonia sp.

* *Drapanozamites chinenses* sp. nov.

Sphenozamites sp.

* *Pterophyllum* cf. *astartense* Harris (图版Ⅱ图2 1a, b, c)

* *Pterophyllum* cf. *ptilum* Harris

Pterophyllum cf. *subaequale* Hartz

* *Pterophyllum aequale* Nathorst

P. nathorst Schenk

Pachypteris sp. (图版Ⅲ图1)

Cycadolapis sp.

* *Anomozamites* cf. *minor* Nathorst (图版Ⅲ图2)

Anomozamites cf. *nitida* Harris (图版Ⅲ图3)

Anomozamites cf. *amdrapinna* Harris

Anomozamites sp.

(?)*Glossophyllum* sp.

註: 有"*"者为标准化石。

* *Ginkgoites* cf. *obovatus* (Nathorst) (图版 II 图 3)
* *Baiera minuta* nathosst
Baiera guilhaumati Zeitter
* *Sphenobaiera* sp. [S. cf. *spectabilis* (Nath.)] (图版 III 图 4)
Podozamites lanceolatus L. et H.
P. distans complex.
* *Stachyotaxus* cf. *elegans* Nathorst (图版 III 图 5)

E 层：*Equistites* sp.
Neocalamites carrerei (Zeiller) Halle (图版 IV 图 1)
Dictyophyllum nathorsti Zeiller
Dictyophyllum sp.
Cladophlebis sp. A
Cladophlebis sp.
Sphenozamites sp.
Baiera guilhaumati Zeiller (图版 IV 图 2)
Podozamites schenki Heer
Podozamites distans-lenceolatus complex.

D 层：*Thallites* sp. nov.
Equisetites sp.
Neocalamites carrerei (Zeiller) Halle (图版 IV 图 1)
Selaginellites (?) sp.
Cladophlebis sp.
Pecopteris sp.
Taeniopteris cf. *ajorpokensis* Harris
Taeniopteris sp.
(?) *Glossophyllum zeilleri* (Seward)
Cycadocapidum sp.
Podozamites sp.
Desmophyllum sp.
Carpolithus sp.

B 层：*Sphenozamites* sp.
Ctenis spp. A. B. C.
(?) *Glossophyllum zeilleri* (Seward) (图版 IV 图 3)
(?) *Glossophyllum shensiensis* sze.
Podozamites distans.

2. 各层的地质时代：

G 层未見化石。

F 层共有 46 种化石，其中晚三迭世瑞替克期比較标准的化石很多，而以 *Ptilozamites*

chinensis Hsü, *Ptilozamites nilssoni* Nathorst 为最标准，因此我們可以肯定这是标准的瑞替克組。

E—C 层化石不多，但由于三迭紀的 *Pecopteris* sp.，(?) *Glossophyllum* sp. 等經常出現，在 D 层中采到瑞替克期叶肢介化石和从未見到标准的瑞替克植物化石，因此可以認为，它們是属晚三迭世考也卜(Kueper)期，或考也卜期到瑞替克期。

A 层也許等于黄馬青頁岩，但由于缺乏化石不敢肯定，可能属于考也卜期或早于考也卜期。

3. 矿区地层对比(見图 2)。

根据各段地层剖面所采集的化石特点初步对比如下(自下而上)：

(1) 本区东部出露的紫色岩系是最老的地层，(属A层) 是一套紫色和青灰綠色的細砂岩和粉砂岩沉积，質較堅硬，层理不清，或无层理，呈厚层或中厚层状，未見植物化石和动物化石。此岩系与下伏岩层接触关系不明，地表出露不全，鉆探未能見底，而与上复岩系的界限，在局部地区見到有断层接触和直接过渡漸变的关系存在，但因对該紫色岩系研究不詳，时代尚未能有化石确定。

另外使人发生疑問的是矿区西部所出露的紫色岩系为粉砂岩及泥岩，未見到化石，泥質較高，質軟。此套岩系之上部与一套綠色泥岩、粉砂岩直接接触，令人怀疑这一套岩系不一定正恰与东部紫色岩系完全相当，可能是略高于东部的紫色地层，尙待今后进一步研究。

(2) 原認为西部的 J_1^{1-2} 层組(現命为 B 层)与东部的 J_1^{1-2} 层組(現命为F层)是同一个层組，但經过野外剖面岩性观察及化石鑑定，証明此两个层組不是同一层組。

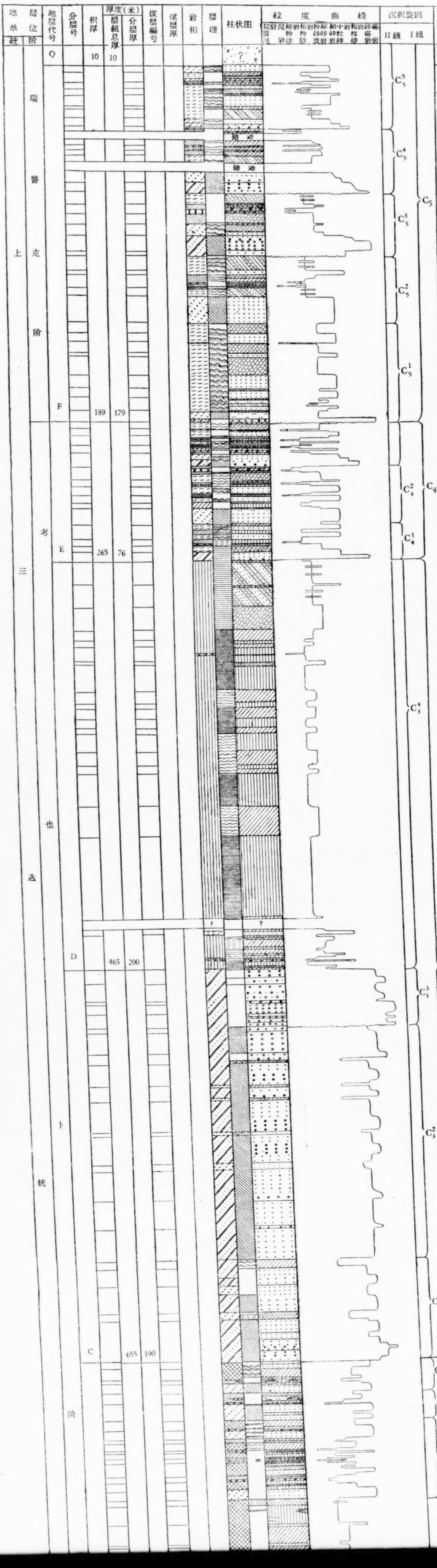
在矿区西部公路附近所見到的 J_1^{1-2} 层組，它直接复于猪肝色的細粉砂岩和泥岩之上，为过渡漸变关系，岩性为杂色粉砂岩或粉砂質細砂岩及泥岩，向上細砂岩逐漸增多，在上部或中部均見有煤綫及煤包体存在，有时为炭質泥岩，厚度很薄，未构成有工业价値的煤层。化石保存不太好，主要为 (?) *Glossophyllum zeilleri* (最多)，*Podozamites distens-lauceolatus* Complex, *Ctenis* spp., *Sphenozamites* sp. 亦很多。(?) *Glossophyllum* sp. 的經常出現証明其层位較低，应为晚三迭世考也卜期，也就是位于本区地层剖面的下部。而相反的，矿区东部 J_1^{1-2} 层組，根据化石实际上是与 J_1^7 层組(現定为F层)相当，化石亦极相似，(*Pterophyllum* Nathorsti, *Pterophyllum aequale*)应属晚三迭世瑞替克期，显然与西部 J_1^{1-2} 层組的化石是完全不同，而此层位如此之高与其下伏紫色岩系直接接触应系盆地边緣的超复現象所致。

(3) 于 J_1^3 砂岩之上出露的三小段剖面，原認为是 J_1^4 层組或 J_1^{1-2} 层組，甚至有人認为高于 J_1^7 层組，但根据所发現的植物化石 *Pecopteris* sp. nov. 其层位应属上三迭統，可能不会高于 J_1^7 层組，但它与 J_1^4 和 J_1^{1-2} 层組所含化石亦不同，并在剖面中見到叶肢介动物化石，从化石羣变化及岩性上看可与 J_1^3 层組相接，且位于其下部。

(4) J_1^5 层組(現定为D組)以黑色泥岩及灰黑色細粉砂岩为主，含有大量的动物化石(淡水瓣腮类)如叶肢介及一些介形虫。植物化石不丰富，保存不完整，从含叶肢介化石来看其时代应属晚三迭世考也卜期或至瑞替克期。

(5) J_1^4 层組和 J_1^6 层組(定为E組)为主要含煤組，含煤程度很相似，岩性为細砂岩、粉

图 2 上三迭統綜合地层剖面图



化石名称

17. *Pterophyllum* sp. A. (sp. nov.); *Equisetites* sp.

16. *Baiera minuta* Nathorst; *Thinnfeldia* sp.; *Cladophlebis* sp.; *Coniferales*; *Pachypteris* sp.; *Sphenobaiera* cf. *spectabitis* Nathorst; *Clathropteris meniscoides* Brongniart; *Strobilites* sp. (Coniferae); *Phlebopteris angustiloba* (Presl); *Dictyophyllum nathorsti* (Zeiller); *Ginkgoites* cf. *obovata* (Nathorst); *Cladophlebis* sp.; *Cladophlebis nebbensis* (Brongn.); *Ptilozamites nilssoni* Nathorst; *Ptilozamites chinensis* Hsü; *Taeniopteris* sp. (cf. *Marattiopsis* sp.); *Taeniopteris* sp. (cf. *Taeniozamites ajorpokensis* Harris); *Stachyotaxus* cf. *elegans* Nathorst; *Anomozamites* cf. *hidida* Harris; *Anomozamites* sp. (Hartze-amdropiex); *Anomozamites* cf. *minor* Nathorst; *Nilssonia* sp.; *Nilssonia polymorpha* Schenk; *Pterophyllum astartense* Harris; *Pterophyllum* cf. *subaepuale* Haltz; *Pterophyllum aequale* Nathorst; *Pterophyllum* sp. nov.

15. *Neocalamites* sp.; *Pterophllum astartense* Harris

14. *Ptilozamites chinensis* Hsü; *Ptilozamites nilssoni* Nathorst; *Cladophlebis* sp. nov.; *Taeniopteris pingshiangensis* sp. nov.; *Taeniopteris* cf. *groenlandiea* (Harris); *Baiera guilhaumati* Zeiller; *Pterophyllum* sp.; *Pecopteris* sp.; *Pecopteris conninna* Presl; *Drapanozamites chinensis* sp. nov.; *Anomozamites nitida* Harris; *Anomozamites* cf. *minor* Nathorst; *Bennetticarpus* sp.

13. *Pterophyllum* cf. *astertense* Harris; *Pterophyllum* sp. (*P. ptilum* Harris); *Dictyophyllum* sp.

12. *Dictyophyllum nathorsti* (Zeiller); *Dictyophyllum* sp.; *Cladophlebis* sp. D. (sp. nov.)

11. *Cladophlebis* sp. A. B. C. E. (sp. nov.); *Conites* sp.; *Todites* sp.; *Ctenopteris* sp. (*Ctenopteris sarrani*?); *Elatocladus* sp.; *Ctenis* sp.; *Equisetites* sp.; *Neocalamites carrerei* (Zeiller) Halle; *Podozamites* sp.

10. *Equisetites* sp.; *Cladophlebis* sp.; *Bennetticarpus* sp.; *Podozamites distans* (presl) Braun; *Baiera guilhaumati* Zeiller

9. *Neocalamites carrerei* (Zeiller) Halle; *Cladophlebis* sp.; (?) *Glossophyllum* sp.; *Equisetites* sp.; *Cycadocarpidium* sp.; *Teniopteris* sp.; *Equisetinae*; *Podozamites distans* (presl) Braun; *Podozamites* sp.; *Eulimnodia* sp.; *Dictyophyllum exile* Byauns

8. *Lioestheria* sp.; *Eulimnodia* sp.; *Lingulocanis hoblonnia* Hsich; *Podozamites distans* (presl) Braun; *Equisetites* sp.

7. *Lioestheria* sp.; *Eulimnodia* sp.; *Lingulocanis hoblonnia* Hsich

6. *Carpolithus*; *Selaginellites* (?) sp.; *Pecopteris* sp. (sp. nov?); *Equisetites* sp.; *Deosmiophyllum* sp.; *Cladophlebis* sp.; *Thallites* sp. nov.; *Podozamites distans* (presl) Braun; *Podozamites* sp.; *Neocalamites carrerei* (Zeiller) Halle; *Neocalamites* sp.

5.

4. *Glossophyllum* (?) *shensiensis* Sge; *Taeniopteris* sp.; *Ctenis* sp. A; *Ctenis* sp. B; *Sphenozamites* sp.

3. *Cladophlebis* sp. nov.; *Cladophlebis* sp.; *Dictyophyllum nissoni* Brongn.; *Glossophyllum* (?) *zeilleri* (Seward)

2. *Glossophyllum* (?) *zeilleri* (Seward); *Podozamites* cf. *distans* (presl) Braun; *Cladophlebis* sp. A.

1. *Glossophyllum* (?) *zeilleri* (Seward); *Podozamites* cf. *distans* (presl) Braun

岩性描述

26 浮土

25 底部为灰白色厚层粗砂岩,向上漸变为中-細粒砂岩,中夹深灰色的粗粒粉砂岩薄层,內含較完整的植物化石。砂岩中含石英为主,燧石次之,具斜层理。中部为深灰色的粗粒粉砂岩和細粒粉砂岩,偶夹細砂岩和煤綫,呈水平层理、波状层理,富含植物化石,保存較为完整。最頂部为灰白色細砂岩,受断层影响較剧。具清楚的波状斜层理

24 底部为砾岩,向上逐漸变为砂岩。中間有断层发生,但錯动不大。断层之上为深灰色的粗粒粉砂岩,并夹炭質泥岩及煤綫,富含植物化石

23 由灰白色的中粒砂岩和砾岩开始,向上变为粗粒粉砂岩,中間夹炭質泥岩薄层,含极丰富的植物化石

22 下部为厚层細砂岩,致密坚硬,具清楚的斜层理。上部为深灰色的粉砂岩与細砂岩,两者成互层。再向上变为粉砂岩,中夹炭質泥岩和煤綫,在粉砂岩中含大量植物化石,保存完整。具波状斜层理和波状层理

21 由粉砂岩及細砂岩組成,具清楚的波状斜层理。含丰富的植物化石

20 底部为"同生砾岩",砾石主要由灰色粉砂岩及泥岩組成,大小不等,滚圓度較好。上部漸变为細砂岩,含大量植物化石,保存完整

19 下部为灰白色厚层粗砂岩,向上漸变为中-細粒砂岩,含煤数层,頂底板均为深灰色粉砂岩。含植物化石,具清楚的斜层理,波状斜层理和水平波状层理

18 由厚层砂岩开始,向上出現三个小旋回,含煤数层,其頂底板均为灰黑色細粒粉砂岩或泥岩,具波状层理及波状斜层理,含植物化石

17 下部为灰白色的厚层細砂岩,中夹深灰色薄层泥岩,含植物化石。頂部为一层灰色粗粒粉砂岩及細砂岩,泥質胶結,含鉄質結核体,具清楚的水平层理

16 下部为灰色細砂岩,底部常有砾石层出現,但砾石含量較少。上部为深灰色粗粒粉砂岩、砂岩及黑色泥岩。中夹一层薄煤,其頂底板岩石中富含大量植物化石

15 此层主要由深灰色細粒粉砂岩及粗粒粉砂岩組成,上部細砂岩逐漸增多,并与粗粒粉砂岩成互层,韻律清楚,具厚水平层理。含植物化石及砂質結核体

14 黑色細粒粉砂岩与泥岩互层,夹煤綫,有时变为炭質泥岩,含丰富的叶肢介动物化石及植物化石,具清楚的細水平层理和厚水平层理

13 黑色泥岩,中夹黑色細粒粉砂岩,致密堅硬,性脆,节理发育,具水平层理。含叶肢介动物化石和植物化石,保存不完整

12 此层由黑色粗粒和細粒粉砂岩組成。中夹黑色泥岩及深灰色細砂岩,具清楚的波状及水平波状层理,有炭質泥岩和煤綫出現,含植物化石,偶見叶肢介动物化石

11 砾岩中夹粗砂岩,砾石不大,呈次棱角和棱角状。具不清楚的斜层理

10 灰色、灰白色、浅灰色中粒和粗粒砂岩,中夹多层細砂岩及粉砂岩

9 底部由风化而成的黃紅色的細砂岩組成,向上很快变为灰白色的中粒砂岩及粗砂岩。中夹砂砾岩层,成分以石英为主,并含大量的黑色矿物,顆粒呈棱角状及次棱角状,由泥質物所胶結,节理发育,具較清楚的斜层理;中間由灰黑色、灰色粗粒粉砂岩組成;頂部为一层深色的粗粒粉砂岩,具較清楚的水平波状层理

8 岩性同7层

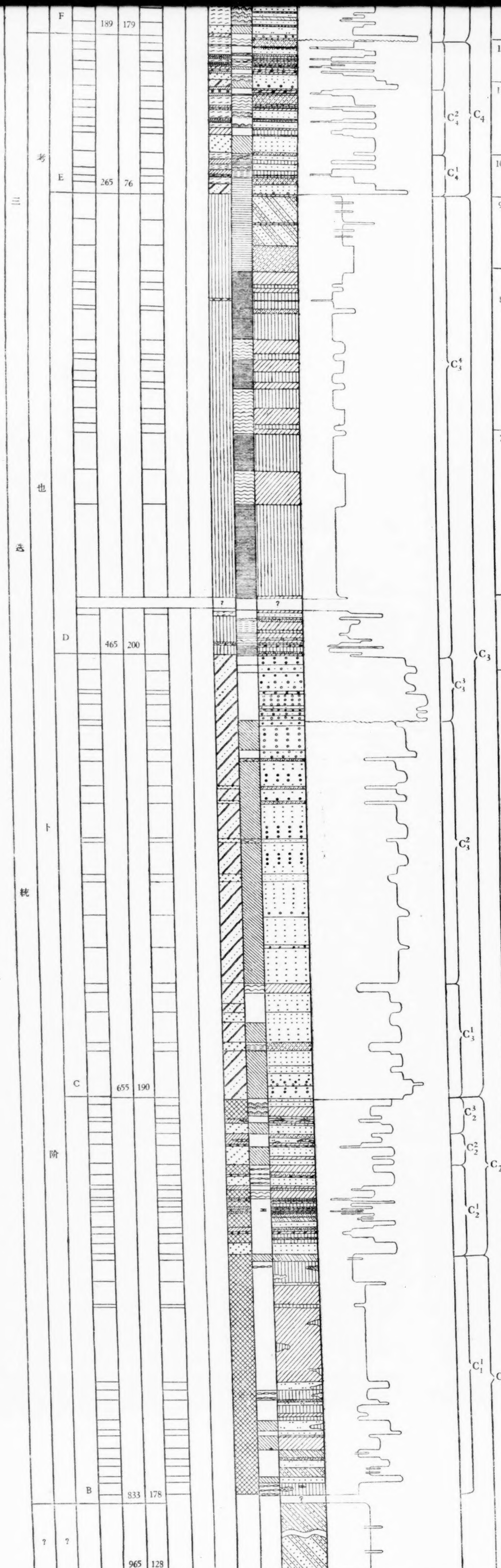
7 底部为浅紅色細砂岩,具斜层理,中夹薄层粗粒粉砂岩。向上变为灰綠色和紫褐色的粗粒粉砂岩,中夹薄层炭質泥岩或不规则的透鏡体,含不完整的植物化石

6 底部为砖紅色細砂岩,向上变为粗粒粉砂岩,中夹泥岩具凸鏡状层理,为河漫滩相沉积,再向上变为浅水湖泊相及粉砂質及泥炭質沼泽沉积相。含少量植物化石,保存不完整

5 由灰色、黃灰色泥岩及粗-細粒粉砂岩組成,层理不清楚,中部和上部岩性变細,含煤綫,富含植物化石,但保存不完整

4 底部为一层风化成砖紅色和浅紅色的細砂岩,向上顆粒度变細,含石英为主,由泥質物所胶結,层理不清楚;中部为灰白色泥岩;上部为粗粒粉砂岩,中夹泥岩,含少量植物化石

3 黃綠色細粒粉砂岩,常夹淡綠色、白色及粉紅色泥岩透鏡体。頂部为一层黃綠色的泥岩,节理及裂隙发育,未見化石



化石

13 *Pterophyllum* sp. (*P. ptilum* Harris); *Dictyophyllum* sp.

12 *Dictyophyllum nathorsti* (Zeiller); *Dictyophyllum* sp.; *Cladophlebis* sp. D. (sp. nov.)

11 *Cladophlebis* sp. A. B. C. E. (sp. nov.); *Conites* sp.; *Todites* sp.; *Ctenopteris* sp. (*Ctenopteris sarrani*?); *Elatocladus* sp.; *Ctenis* sp.; *Equisetites* sp.; *Neocalamites carrerei* (Zeiller) Halle; *Podozamites* sp.

10 *Equisetites* sp.; *Cladophlebis* sp.; *Bennetticarpus* sp.; *Podozamites distans* (presl) Braun; *Baiera guilhaumati* Zeiller

9 *Neocalamites carrerei* (Zeiller) Halle; *Cladophlebis* sp.; (?) *Glossophyllum* sp.; *Equisetites* sp.; *Cycadocarpidium* sp.; *Teniopteris* sp.; *Equisetinae*; *Podozamites distans* (presl) Braun; *Podozamites* sp.; *Eulimnodia* sp.; *Dictyophyllum exile* Byauns

8 *Lioestheria* sp.; *Eulimnodia* sp.; *Lingulocanis hoblonnia* Hsich; *Podozamites distans* (presl) Braun; *Equisetites* sp.

7 *Lioestheria* sp.; *Eulimnodia* sp.; *Lingulocanis hoblonnia* Hsich

6 *Carpolithus*; *Selaginellites* (?) sp.; *Pecopteris* sp. (sp. nov?); *Equisetites* sp.; *Deosmiophyllum* sp.; *Cladophlebis* sp.; *Thallites* sp. nov.; *Podozamites distans* (presl) Braun; *Podozamites* sp.; *Neocalamites carrerei* (Zeiller) Halle; *Neocalamites* sp.

5

4 *Glossophyllum* (?) *shensiensis* Sge; *Taeniopteris* sp.; *Ctenis* sp. A; *Ctenis* sp. B; *Sphenozamites* sp.

3 *Cladophlebis* sp. nov.; *Cladophlebis* sp.; *Dictyophyllum nissoni* Brongn.; *Glossophyllum* (?) *zeilleri* (Seward)

2 *Glossophyllum* (?) *zeilleri* (Seward); *Podozamites* cf. *distans* (presl) Braun; *Cladophlebis* sp. A.

1 *Glossophyllum* (?) *zeilleri* (Seward); *Podozamites* cf. *distans* (presl) Braun

岩性描述

底部为"同生砾岩"，砾石主要由灰色粉砂岩及泥岩組成，大小不等，滚圆度較好。上部漸变为細砂岩，含大量植物化石，保存完整

19 下部为灰白色厚层粗砂岩，向上漸变为中-細粒砂岩，含煤数层，頂底板均为深灰色粉砂岩。含植物化石，具清楚的斜层理，波状斜层理和水平波状层理

18 由厚层砂岩开始，向上出現三个小旋回，含煤数层，其頂底板均为灰黑色細粒粉砂岩或泥岩，具波状层理及波状斜层理，含植物化石

17 下部为灰白色的厚层細砂岩，中夹深灰色薄层泥岩，含植物化石。頂部为一层灰色粗粒粉砂岩及細砂岩，泥質胶結，含鉄質結核体，具清楚的水平层理

16 下部为灰色細砂岩，底部常有砾石层出現，但砾石含量較少。上部为深灰色粗粒粉砂岩、砂岩及黑色泥岩。中夹一层薄煤，其頂底板岩石中富含大量植物化石

15 此层主要由深灰色細粒粉砂岩及粗粒粉砂岩組成，上部細砂岩逐漸增多，并与粗粒粉砂岩成互层，韻律清楚，具厚水平层理。含植物化石及砂質結核体

14 黑色細粒粉砂岩与泥岩互层，夹煤綫，有时变为炭質泥岩，含丰富的叶肢介动物化石及植物化石，具清楚的細水平层理和厚水平层理

13 黑色泥岩，中夹黑色細粒粉砂岩，致密堅硬，性脆，节理发育，具水平层理。含叶肢介动物化石和植物化石，保存不完整

12 此层由黑色粗粒和細粒粉砂岩組成。中夹黑色泥岩及深灰色細砂岩，具清楚的波状及水平波状层理，有炭質泥岩和煤綫出現，含植物化石，偶見叶肢介动物化石

11 砾岩中夹粗砂岩，砾石不大，呈次稜角和稜角状。具不清楚的斜层理

10 灰色、灰白色、浅灰色中粒和粗粒砂岩，中夹多层細砂岩及粉砂岩

9 底部由风化而成的黃紅色的細砂岩組成，向上很快变为灰白色的中粒砂岩及粗砂岩。中夹砂砾岩层，成分以石英为主，并含大量的黑色矿物，顆粒呈稜角状及次稜角状，由泥質物所胶結，节理发育，具較清楚的斜层理；中間由灰黑色、灰色粗粒粉砂岩組成；頂部为一层深色的粗粒粉砂岩，具較清楚的水平波状层理

8 岩性同7层

7 底部为浅紅色細砂岩，具斜层理，中夹薄层粗粒粉砂岩。向上变为灰綠色和紫褐色的粗粒粉砂岩，中夹薄层炭質泥岩或不規則的透鏡体，含不完整的植物化石

6 底部为砖紅色細砂岩，向上变为粗粒粉砂岩，中夹泥岩具凸鏡状层理，为河漫滩相沉积，再向上变为浅水湖泊相及粉砂質及泥炭質沼泽沉积相。含少量植物化石，保存不完整

5 由灰色、黃灰色泥岩及粗-細粒粉砂岩組成，层理不清楚，中部和上部岩性变細，含煤綫，富含植物化石，但保存不完整

4 底部为一层风化成砖紅色和浅紅色的細砂岩，向上顆粒度变細，含石英为主，由泥質物所胶結，层理不清楚；中部为灰白色泥岩；上部为粗粒粉砂岩，中夹泥岩，含少量植物化石

3 黃綠色細粒粉砂岩，常夹淡綠色、白色及粉紅色泥岩透鏡体。頂部为一层黃綠色的泥岩，节理及裂隙发育，未見化石

2 暗紫色粉砂質細砂岩与粗粒粉砂岩，向上泥岩增多，具透鏡层理及斜层理，未見化石

1 紫紅色粗粒粉砂岩，中夹紫紅色或黃綠色粉砂質細砂岩与青灰色的薄层細砂岩，粗粒粉砂岩及細砂岩，分层不清楚，常成过渡漸变关系，致密較硬。成分以石英为主，富含白云母，偶夹餅状的菱鉄矿，并有黃鉄矿顆粒存在，有方解石脉穿插，未見化石

相及岩石类型图例

- 較干燥的陸盆地相
- 浅水湖泊相
- 細砂岩沉积相
- 粗粉砂岩和細砂岩沉积相
- 細粉砂岩泥岩沉积相
- 靜深水湖泊相
- 粗粉砂岩与細砂岩沉积相
- 粗粉砂岩沉积相
- 泥岩細粉砂岩沉积相
- 活动水湖泊相
- 砂岩沉积相
- 細砂岩与粉砂岩沉积相
- 粉砂岩沉积相
- 泥岩与細粉砂岩沉积相
- 沼泽相
- 浅沼泽泥質和粉砂質沉积相
- 泥質沼泽沉积相
- 炭質泥岩
- 煤
- 河床相
- 砂砾岩沉积相
- 粗粒-中粒砂岩沉积相
- 河漫滩相
- 細砂岩沉积相
- 粗粉砂岩沉积相

岩性图例

- 煤层
- 泥岩
- 炭質泥岩
- 細粉砂岩
- 粗粉砂岩
- 粉砂質細砂岩
- 細粒砂岩
- 中粒砂岩
- 粗粒砂岩
- 砂砾岩或含砾砂岩
- 細砾岩
- 砾岩
- 細砂岩与粗粉砂岩互层
- 粗粉砂与細粉砂岩互层
- 細粉砂岩夹泥岩薄层
- 粗粉砂岩夹細粉砂岩
- 細粉砂岩夹粗粉砂岩
- 粉砂岩夹細砂岩

层理图例

- 微細水平层理
- 微波状的水平层理
- 厚水平层理
- 断續水平层理
- 水平波状层理
- 波状层理
- 波状斜交层理
- 凸鏡状层理
- 斜交层理

F 层組重要化石：

图 1 ×1

Pecopteris conninna Presl

图 2 ×1

Dictyophyllum exile Braun

图 3 ×1

Cladophlebis nebbesis (Brongn.)

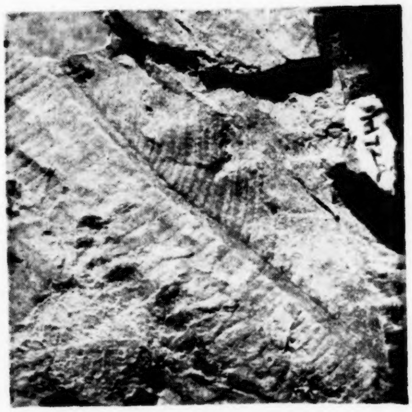


图 4 ×1

Phlebopteris angustiloba (Presl)

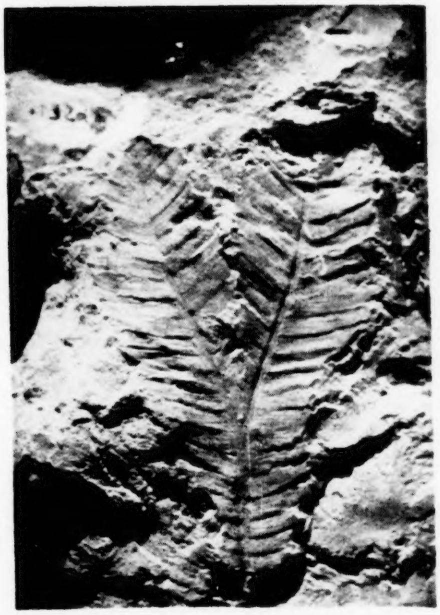


图 5 ×1

Ptilozamites nilssoni Nathorst

图版 II

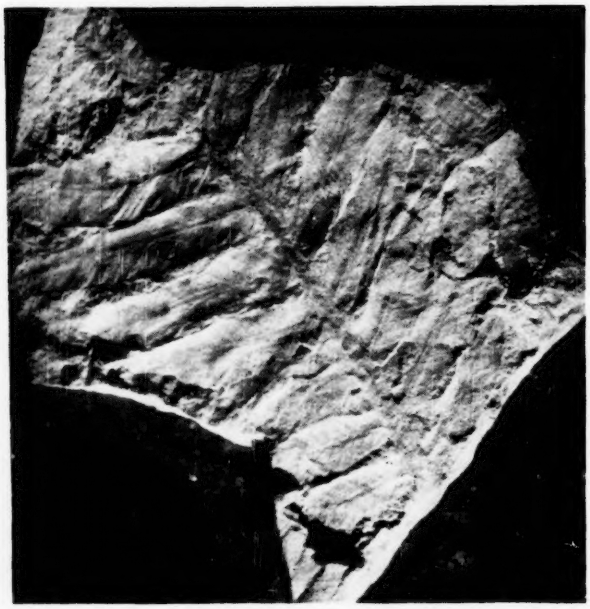


图1 ×1
Thinnfeldia sp.

图2(a) ×1
Pterophyllum cf. *astartense* Harris

图2(b) ×1
Pterophyllum cf. *astartense* Harris

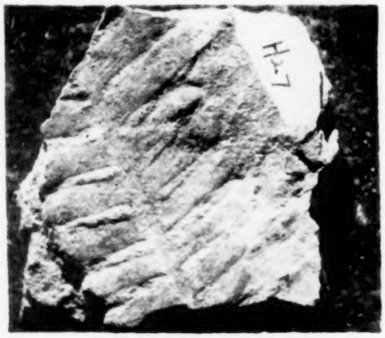


图2(c) ×1
Pterophyllum cf. *astartense* Harris

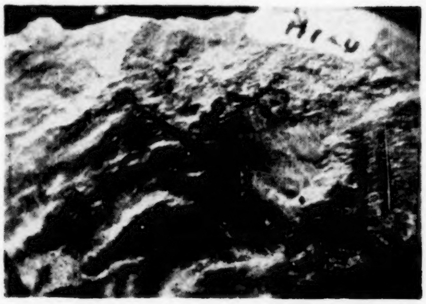


图3 ×1
Ginkgoites cf. *obovata* (Nathorst)

图1 ×1
Pachypteris sp.

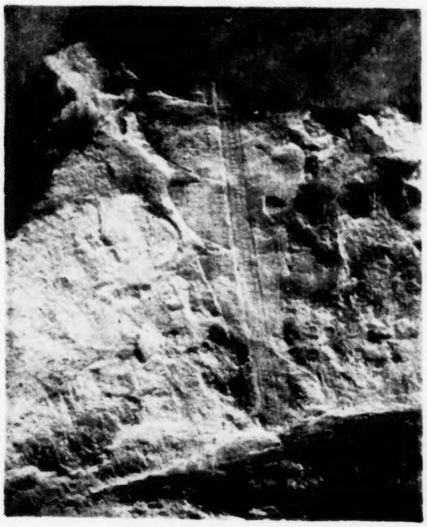


图2 ×1
Anomozamites cf. *minor* Nathorst

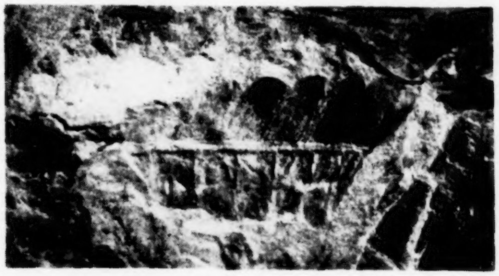


图3 ×1
Anomozamites cf. *nitida* Harris

图4 ×1
Sphenobaiera cf. *spectabilis* Nathorst

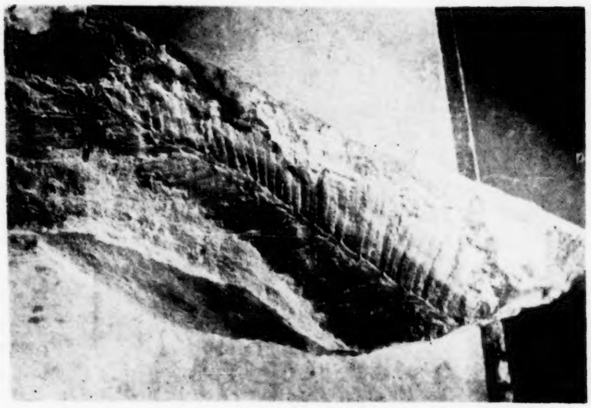


图5 ×1
Stachyotaxus cf. *elegans* Nathorst

E 层組重要化石：

图1 ×1

Neocalamites carrerei (Zeiller) Halle E－D

图2 ×1

Baiera guilaumati Zeiller

B 层組重要化石：

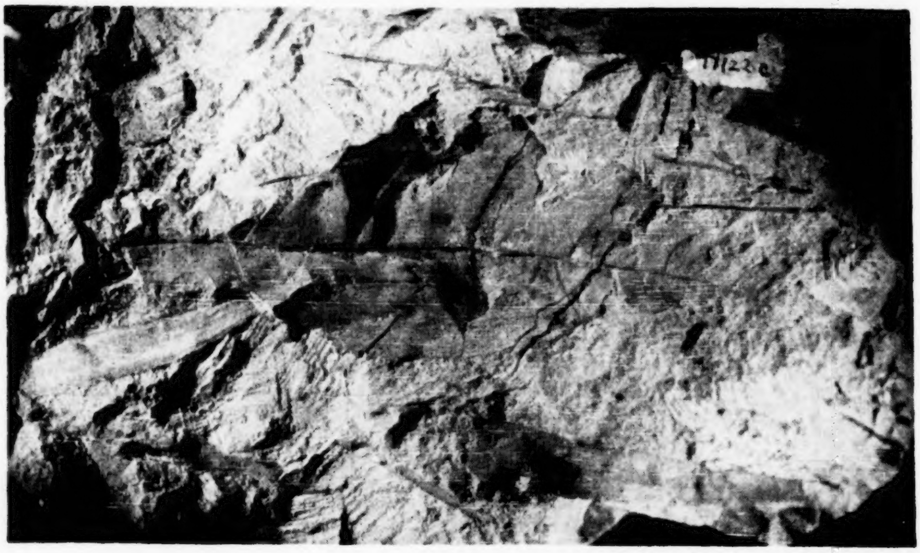


图3 ×1

Dictyophyllum nilssoni Brongn. *Glossophyllum* (?) *zeilleri* (Seward) [*Pelourdea zeilleri* (Seward)]

砂岩，煤及炭質泥岩，小旋迴較清楚。含煤段可鑑定化石較少，但化石种属很相似；J_1^6 层組較 J_1^4 层組可鑑定化石种类略多些，以 *Podozamites, Equisetites, Neocalamites, Cladophlebis, Toditis* 最多，*Dictyophyllum* 也較多，由于化石保存不够完整，量也少，故不能清楚对比，但时代可定为晚三迭世考也卜期或考也卜到瑞替克期的过渡层。

（6）J_1^7 层組（定为F組），卽位于 J_1^6 层組之上，与 J_1^6 层为一层"同生砂岩"分子，此层化石极为丰富，保存完整，共見到 46 种化石，有 10 种属晚三迭世瑞替克期的标准化石，特别是 *Ptilozamites nilssoni* Nathorst 和 *Ptilozamites chinensis* Hsü。这些标准化石在此层分布最多，保存亦很完整，在矿区沿走向傾向均普遍見到，甚致从整个煤田区域性来說，也是存在的，故可做为地层对比的标志层。

此层之上为厚度很大的灰白色或白色砂砾岩及細砾岩沉积（現定为G层）因剖面出露不全，未能詳細研究，估計此层可做为下侏罗統和上三迭統的分界，如果今后在此层砂砾岩中，仍能找到标准的瑞替克化石 *Ptilozamites* 等，則上三迭統界綫还可向上推，有待今后进一步研究。

綜合上述层組对比，地层时代問題是明确了，对于解决 J_1^4 层組和 J_1^6 层組是否为同一层組的問題，也能提供一些参考意見。但由于 A—E 层的化石不多，很难提出确凿的意見，不过 J_1^4 很可能等于 J_1^6，理由是 J_1^4 之上出現 *Pachypteris*。此外在其上还有 *Clathropteris meniscoides, Pterophyllum*，而 J_1^7 中也有 *Pachypteris*。*Pachypteris* 系在中国为很少見的化石，在江西仅見于安源煤系下部（卽瑞替克层）。由于 *Pachypteris* 曾出現于云南考也卜期地层中，故按化石分布和地层发育情况很可能 $J_1^4 = J_1^6$。

根据徐仁对化石研究的初步結果，可得出如下結論：

1. 此区煤系地层时代应属于晚三迭世考也卜-瑞替克期，并非前人所認为的早侏罗世。

2. F 层組富含化石，出現大量标准的瑞替克期植物化石，此化石层极为稳定并具有区域性，故可作为对比的标志层。

3. 西部的 J_1^{1-2} 层組与东部 J_1^{1-2} 层組从化石特征来看是决然不同的，前者为剖面的低部位，以（?）*Glossophyllum* 为代表，而后者属剖面的高部位（卽 J_1^7 层組），以标准的瑞替克分子为代表。

4. 关于 J_1^4 是否等于 J_1^6 层組的問題，由于含煤段化石稀少，仅就两者上复和下伏地层的化石羣分布，初步可視为同一层位，系受构造褶皺和相变所致。

（二）岩相-旋迴对比方法（以下簡称相一旋迴）

煤系沉积的岩相-旋迴規律很久以来就被人們注意和研究，运用此規律进行煤系地层剖面的对比也是很有效的方法之一。但因本区地层岩性、岩相变化較大，且受构造破坏較烈，尤其因測繪剖面是分段进行的，給相-旋迴的划分和对比研究带来一定的困难。

1. 室內外工作方法： 研究煤系地层的相-旋迴，必須仔細地測繪地层标准剖面，对沉积岩进行細致的观察。野外选择标准剖面的原則是：（1）地层沉积正常，未受构造破坏；（2）有全区代表性；（3）以地表露头为主，鉆探岩心为次。由于矿区构造复杂，完整的正常的地层剖面出露很少，故測制标准剖面系分层分段进行的。

岩石分层原則:凡岩性一改变,即应分层,但一般岩石厚度 < 0.2 米者可不再分层;两煤层頂底板和夹层,并不受此厚度限制,更应詳細按岩性分层;另外当岩石呈有規律的互层时,可以分为一层。

内容描述:应說明岩性特征、顏色、顆粒大小及变化,矿物成分、結构、胶結物等等。特别是要观察岩层层理特征,确定其属那一类型,这对确定岩相是很重要的。本矿区层理大致可分为以下几类:

(1) 水平层理:在静深水湖泊相的黑色泥岩、粉砂岩中很发育,以 J_1^5 层組为代表。包括:細水平层理、厚水平层理、微細波状水平层理、断續水平层理。

(2) 波状层理:在湖泊相砂岩和粉砂岩中較发育,以 J_1^{1-2}、J_1^4、J_1^6 为代表。包括:水平波状层理、波状层理、透鏡状层理。

(3) 波状斜交层理:在活动水湖泊相砂岩、粉砂岩及河漫滩相粉砂岩中发育,以 J_1^6、J_1^7 代表。

(4) 斜交层理:在冲积相砂岩、砾岩中发育,以 J_1^3 代表,分直綫斜交及聚斂形斜交层理。

此外还要注意描述岩层中的波痕、雨痕、包裹体,特别是結核体,如結核的大小、形状排列、結核成分(用野外簡易化学分析方法检驗)以及統計結核在单位面积中所占的百分比等等,并进行采样。这样可以寻找出具有特征的結核层做为标志层,以进行对比。

2. 岩相和岩石类型:从矿区各个层組岩性特征的观察,特别是根据层理发育的特点、动植物化石保存的状态以及岩石碎屑顆粒的分选程度,发現各层組沉积岩相是有所区别的。总的均属陆相沉积,以湖泊相为主,冲积相、沼泽相次之。沼泽相常与湖泊相伴生,偶而也在冲积相的基础上形成沼泽相沉积。湖泊相沉积按水的安静与活动程度又可分为静水与活动水两种,如 J_1^5 为静水湖泊相,而 J_1^6、J_1^7 为活动水湖泊相,J_1^5 黑色泥岩代表了沉积时湖水极为平静或有极弱的振蕩,故发育了极清晰的微細和厚水平层理,而 J_1^4、J_1^6、J_1^7 的沉积环境却代表了当时湖水有強弱两种活动性,故波状和波状斜交层理发育,特别是常有河流流过,发育了河床相或河漫滩相的砂岩沉积,但B层組岩相特征显然与 J_1^4、J_1^6、J_1^7 不同,B組为杂色岩系,泥質粉砂質較多,其岩石顏色說明古气候較干燥。上部的砂岩沉积亦表示有暫时性的水流,总的属于湖泊沉积,而水較浅。甚致有暫时性的河流沉积补給,故在划分岩相时仅以湖水的活动和平静程度来分别,容易与 J_1^4、J_1^6、J_1^7 相混。故必須考虑到湖水的活动与平静程度以及水的深浅,从而划分为三个亚相:即浅水湖泊相以B层为代表,静深水湖泊相以D組为代表,活动水湖泊相以E、F組为代表。关于紫色岩系的岩相因研究的很少,但看起来是表示了較干燥的陆盆地沉积与其他各組沉积特点是不同的。冲积相沉积又分为两个亚相:河床相和河漫滩相;沼泽相又可分为两个亚相:浅沼泽相和泥炭沼泽相。

按各相及亚相的特征,初步将岩石类型划分如下:

(1) 較干燥陆盆地砂質泥質沉积相——以A組紫色岩系为代表,为猪肝色或暗紫色及青灰綠色粉砂岩和細砂岩。

(2) 浅水湖泊相,砂質泥質沉积相——以B組(西部的 J_1^{1-2} 組)杂色岩系为代表,是含粘土質顆粒較多的杂色粉砂岩及泥岩,相变較大,在同一剖面上沿走向和傾向泥岩很快变为粉砂岩和細砂岩,含化石不丰富,保存不完整,具透鏡状层理、波状层理、水平层理、波状

斜交层理。

(3) 冲积相——以C組(J_1^3 层組)砂岩砾岩沉积为代表。又可分为河床相和河漫滩相沉积。

河床相：以中—粗粒砂岩和砾岩为主，具清楚的斜交层理，颗粒分选不好，呈稜角状，成分以石英、燧石为主，长石和泥岩碎屑颗粒次之，胶結物为泥质-矽质，砾石分布不均。不含化石，但常有树干保存。

河漫滩相：由細砂岩和粉砂岩組成，前者具小的斜层理，后者具水平波状层理。

(4) 静深水湖泊相泥质粉砂质沉积——以D組(J_1^5 层組)黑色泥岩为代表，具有清楚的微細水平层理和厚水平层理，含有丰富淡水瓣腮类动物化石，如叶肢介、介形虫等。

(5) 活动水湖泊相，砂质粉砂质沉积——以F层組(J_1^7 层)为代表，由粗砂岩、細砂岩与粉砂岩成互层、粉砂岩及泥岩組成，具波状斜交层理、水平波状层理，有时无层理，含植物化石。

(6) 沼泽相沉积——分浅沼泽泥质粉砂质沉积相及充水泥质沼泽相，含植物化石。

从几个相的分析看来，矿区煤系沉积主要是純陆相的，整个煤系地层的形成是在一个不开闊的湖盆地中，基底为老的紫色岩系，其上直接沉积了B組，但由于湖盆地中心和边緣紫色地层出露高低不同，故在盆地边緣紫色岩系上可有更高层位的岩組(如东部 J_1^{1-2} 层組)超复于上。B层組代表湖水較浅的沉积相，有时也可以形成浅沼泽化和泥炭沉积，但很快由于沉积物质的迅速变换而中断，湖盆地較大，水浅甚至有干涸現象出現，故成煤环境不好。此层組沉积总的趋势是湖盆地逐漸上升，直到C組砂岩沉积开始。以冲积相粗碎屑沉积为主而河漫滩相細粒沉积也經常出現，这套砂岩砾岩沉积可視作一大旋迴的开始。

在C組冲积相沉积結束时，湖盆地又急剧下降，沉积了静深水湖泊相的D組黑色泥岩，但在其开始下降之时有一过渡漸变地带也会出現泥岩沼泽化沉积，形成含煤組。静深水湖泊相的泥质沉积即代表了湖泊的稳定和平静状态。

在E組含煤段沉积开始，已是湖盆地的上升阶段，这时湖水活动性大，且有河流流过，但由于湖盆地升降頻繁沼泽相很发育，次一級的小旋迴較为明显，并形成較多的煤层。

当湖盆地再向上升遭受到冲刷和剥蝕，E組的含煤沉积即中断，尤其是在最上一层煤的頂板常被冲刷而厚度不稳定，且沉积了"同生砾岩层"，此层砾岩特征是砾石成分以粉砂岩、細砂岩为主，滚圓度較好，砾石一般約2厘米，此层定为河床相，但与标准河床相砾岩沉积不同。

从标准剖面的相-旋迴分析，初步認为一級旋迴以冲积相砂岩或砾岩做起点，并划分为4个一級旋迴和15个二級旋迴：

I、冲积型——以C組砂岩中的小旋迴为代表。

II、湖泊型，又分为两个亚型：

II_1 深水湖泊型——以D組的小旋迴为代表。

II_2 浅水湖泊型——以B組下部旋迴为代表。

III、冲积-湖泊型——以F組旋迴为代表。

IV、冲积-沼泽型——以E組中部旋迴为代表。

各个旋迴类型的含煤情况是不同的,第 I 型不含煤。

第 II 型一般含煤情况不好,II_1 型偶尔有沼泽化出现形成极薄的煤层, 如 J_1^5 中的煤綫,常夹在黑色泥岩或細粉砂岩中,由于沉积时水深故成煤不好。

而 II_2 型旋迴主要是在 B 层組所看到, 旋迴的开始是細砂岩, 很快变为細粉砂岩和泥岩,往往还有泥炭沼泽沉积,但由于盆地物質变換較快,或被暫时水流所扰乱,使湖盆地时处于浅水面之下,时处于水面之上, 故成煤环境极不稳定, 大部为炭質泥岩和不規則煤的小包体。

第 III 型一般也是含煤不很好的旋迴,时常在活动水湖泊相粉砂質沉积中出現泥炭沼泽化物質,但由于水活动性較強, 一般湖盆地均处于水面之下, 既使泥炭形成但又被大量湖泊充水而中止,故不易形成好的煤层。

第 IV 型是含煤情况最好的旋迴, 如 E 組中部的旋迴也就是含煤段煤层最集中的地带, 旋迴底部为河流沉积,后被河漫滩相所代替, 然后变为弱活动水的湖泊砂質粉砂質沉积,后又变为泥炭沼泽相沉积,含植物化石。

3. 关于"J_1^4"和"J_1^6"层組的相-旋迴对比: 一般地説两組在相-旋迴方面大致是可以对比的,但由于标准剖面分段測繪的不够完善,且选择两組的剖面地点又相离甚远,故在某些旋迴厚度上相差較大,对比起来不很有效,但从最集中的含煤段来看,岩相旋迴是相似的。J_1^4 层組含煤段是以一层厚度約11米中細粒砂岩为界分成上段和下段,共构成两个小旋迴,而 J_1^6 层組也是以一层厚約 9 米的粗-中粒砂岩向上逐漸变为細砂岩为界, 分成上段和下段。两层組所含的煤层层数和可采层数, 厚度也大致相似。两层組的旋迴类型主要是冲积-湖泊-沼泽型,岩石的成分也相似,尤其是通过薄片鑑定,成分以石英为主,(90%以上),燧石次之,几乎不含长石,含大量炭質碎屑和白云母片等, 胶結物为泥質-矽質, 重矿物以鋯石和电气石、黑云母为主, 顆粒呈次稜到次圓状, 在显微鏡下看不到两层組的岩石有任何区别。可能是同时沉积的。从水平方向的相变关系推测: J_1^4 层組可能較 J_1^6 层組沉积近于湖盆地的中心,故厚度較 J_1^6 为大,而 J_1^6 层組近于盆地边緣,故沉积逐漸变薄。

无疑地, 相-旋迴对比方法用于陆相地层較之用于海相或海陆交互相地层的效果稍差。使用于本区,同样也不是很有效的,仅能起参考作用。

(三) 煤岩对比方法

利用煤岩鑑定方法解决煤层对比和煤系地层对比, 是一种比較有效的方法。在測繪标准剖面的同时采集了大量的煤岩样,由于地表煤层露头风化較巨,故仅限于已开掘的坑道进行采样。通过室内鑑定和研究,对于解决两个层組对比还是可以說明問題的。

采样方法: 由于煤层較薄、煤岩組分单一、受构造挤压亘烈, 无需按煤的自然分层采样, 故用全层連續刻槽法, 采全层混合样, 规格为 15 × 10 平方厘米, 样品长度以煤层厚度而定,样品重量以滿足实驗室研究之用为准,一般縮分到 0.5 公斤左右。采样时要求掌子面要干淨,并做好坑道采样編录工作,在坑道平面图上标明采样的位置、編号,做好掌子面素描图和煤层小柱状图及相应的煤样編号,要詳細描述煤层,凡肉眼可以見到的一切特征均应描述,煤层頂底板与其接触关系、化石保存状态、有无植物根茎化石,都应注意观察描述。用作化学分析的煤样均用鉄筒密封包装,以免样品氧化,影响化驗結果。

回室内进行了煤岩鑑定、組分定量統計对比、煤的发光分析和反射率的測定，同时还将所有煤样均进行了化学分析(工业分析、元素分析)及煤的光譜測定，此外还进行了煤层頂底板岩石的薄片鑑定。

現将煤的試驗室研究方法及其結果叙述于后（仅限于两层組——即原 J_1^5、J_1^6 层組的煤层)。

1. 煤岩学方面：

(1) 煤的物理性質：根据肉眼观察 J_1^5 与 J_1^6 层組煤层的物理特性是一致的。由于矿区构造复杂，煤层受了強烈的挤压揉皺、滑动面上煤层均成鱗片狀結构，局部可見条带狀。煤岩組分以鏡煤和亮煤为主，絲炭含量較少，个体較小且大部呈細条带狀及凸鏡狀产出，光泽类型多为亮煤型，部分为半亮煤型，呈黑色及亮灰黑色，属油脂-玻璃光泽，致密較硬(风化后易碎)，不污手，比重不大，具不平坦断口，局部出現貝壳狀断口，节理裂隙发育，煤中矿物杂質含量較低，粘土矿物多充塡于煤的鱗片間及裂縫中，煤中含微量黃鉄矿顆粒。

(2) 煤岩鑑定：J_1^5 层組：D′ 煤組各煤层由下而上，由南而北煤岩特征的变化基本是一致的，煤岩显微結构以均匀狀为主，有时出現均匀的細条带狀，煤岩类型为絲炭亮煤型，煤岩組分以凝胶化基質为主，其中分布着絲炭化基質体，破碎的絲炭体，半絲炭体。D'_3 煤层中偶尔見到絲炭化渾圓体(图版 V 图 1)，幷局部見有数条細長角質层，形体保存不佳。D'_4 煤层中出現少量的木煤体，矿物杂質以粘土矿物为主，多掺于基質中(图版 V 图 2)，偶尔与基質体成条带狀結构。D'_2、D'_3 煤层中含少量的菱鉄矿呈粒狀及粒狀集合体分布于基質中(图版 V 图 3)，D'_3、D'_6 煤层偶尔見到少量黃鉄矿小顆粒分布于基質中。显微組分定量：有机物質占 92—97%，个别 67%，矿物杂質占 8—13%，个别 31%，有机物質中凝胶化物質含量一般为 95—98%，个别 84%，絲炭化物質一般在 5—2%，高者 16%。

煤岩鑑定結果反映出 J_1^5 层組各煤层煤岩显微特征基本一致，但也具有一定的变化規律，在垂直剖面上中部各煤层含过渡型物質如木煤体，半絲炭体等，含量要高于其上下部，幷于 D'_3 煤层中見有細長角質层微量，矿物杂質含量中部低于上下部，菱鉄矿仅于中部煤层中出現。沿走向同一煤层的煤岩組分类型、結构均无甚变化，只是角質层物質多出現于矿区的北部，凝胶化物質含量稳定程度同矿物杂質的种类一样，其含量南部为高，中部为少，北部稍高。

J_1^6 层組：F′ 煤組各煤层煤岩特征的变化情况与 D′ 煤組各煤层煤岩特征有相似性*，由上而下，由南而北其变化基本是一致的，煤岩显微結构以均匀狀为主，有时出現均匀細条带狀，煤岩类型为絲炭亮煤型，煤岩組分以凝胶化基質为主，幷含有少量的半絲炭体和絲炭化基質体小块，F'_4 煤层中有少量木煤体，F'_6 煤层偶見到細長的角質层，矿物杂質以粘土矿物为主，多掺于基質中，偶尔与基質成条带狀結构(图版 V 图4)，有时見有微量黃鉄矿小粒分布于基質中。显微組分定量：有机物質含量为 89—98%，矿物杂質一般占 4—12%，个别高达 50% 以上，有机物質中凝胶化物質占 94—97%，絲炭化物質的含量为 3—5%。

由上述可知 F′ 煤組各煤层煤岩特征基本一致，但在垂直剖面中的变化規律与 D′ 煤組有相似性。

---

* D′、F′ 表示煤层对比前各煤层的編号。

图版 V

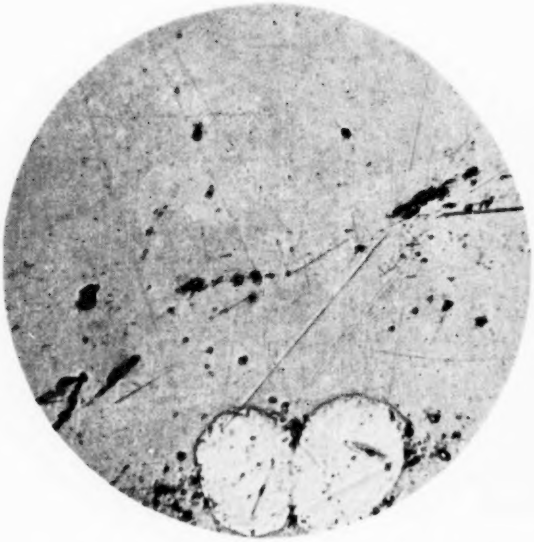


图 1　偶見絲炭化渾圓体分布在均匀状凝胶化基質中
‖N　8×16.5

图 2　大量粘土矿物混入凝胶化基質体中
‖N　8×16.5

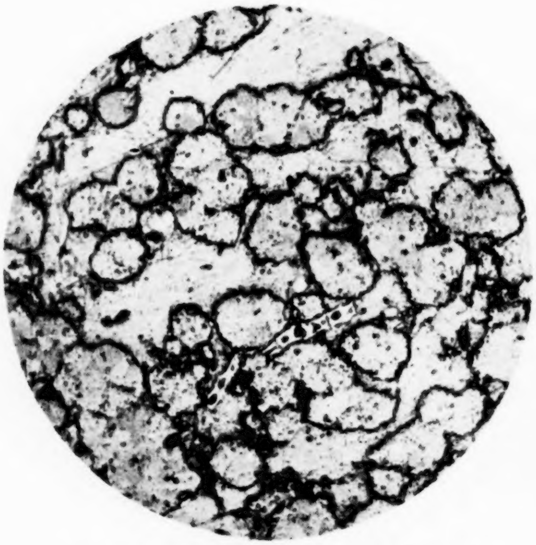


图 3　局部見有大量的菱鉄矿分布在均匀的凝胶化基質中，其間夾有少許絲炭破碎体
‖N　8×16.5

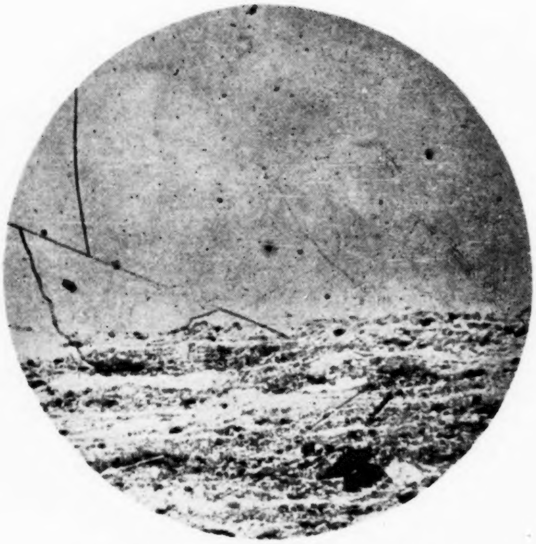


图 4　条带状結构，在均匀状凝胶化基質中混入粘土矿物
‖N　8×16.5

(3) 煤的反射率測定：煤的反射率即反映煤的磨光表面在反射光下的反光強度，其值之大小与煤的变质程度成正比，因此它能直接反应出煤的变质程度的阶段范围及变化規律，并反映出同一变质程度的煤的微細性质之差别，依此进行不同煤組的对比。

反射率的測定方法較为簡单，将鏡煤化物质制成的光片在硒光电池仪器上进行，其結果是可靠而准确的，因为仪器的灵敏度可高达 10^{-9}，对比标准矿物为石英，其标准反射率为 4.58，只要在工作过程中保持电压的稳定和光片的純洁与光滑，保持电流計的灵敏性，就可避免人为的誤差，我們共进行了 25 层个煤岩样的最大、最小反射率之測定，其結果变化不大，最大反射率为 10—12.2，最小反射率为 9.5—11.1，平均反射率为 9.8—11.5（詳見表 1）其煤的变质程度为 ПС–Т。

J_1^4、J_1^6 层組各煤层反射率在纵、横向上的变化情况，反映出两层組煤变质程度属相同的变化阶段，变质程度为瘦煤–貧煤阶段（表 1）。同一层煤变质程度沿走向有南高北低的趋势，但由于其精确程度較高，对同一变质程度煤的微小性质差别也能反映出来，因而对比意义較大。F′ 煤組各煤层由下而上（F_1'—F_6'）反射率的变化由大至小（10.7—10.25%），反映出 F′ 煤組煤层变质程度由下而上变浅。而且其揮发分（10.17—13.48%）、可燃基固定炭（90—88.09%）的变化情况也反映出相同的变化規律，这一变化是符合希尔特定律的[1)]。而 D′ 煤組各煤层由下而上（D_1'—D_6'）反射率的变化由 10.2—10.4%，反映出 D′ 煤組煤层变质程度由下而上变深，而且其揮发分（18.61—10.34%）、可燃基固定炭（84.34—91.20%）的变化情况，也反映出相同的变化規律，这一变化却不符合希尔特定律。根据前人的經驗，在同一矿区出現如此矛盾的現象是不易解释的，只有将原認为倒轉的 D′ 煤組煤层順序再正过

表 1

項目名称 / J_1^4 层組各煤层	反射率 ($\bar{R}$)%	揮发分 (V^r)%	可燃基 (C^T)%	变质程度
D_1' 煤层	10.2	18.61	84.34	ПС–Т
D_2' 煤层	10.3	16.37	89.27	ПС–Т
D_3' 煤层		13.96	90.88	ПС–Т
D_4' 煤层	10.3	14.4	89.17	ПС–Т
D_5' 煤层	10.3	13.84	89.97	ПС–Т
D_6' 煤层	10.3	11.40	89.83	ПС–Т
D_7' 煤层	10.4	10.34	91.20	ПС–Т

項目名称 / J_1^6 层組各煤层	反射率 ($\bar{R}$)%	揮发分 (V^r)%	可燃基 (C^T)%	变质程度
F_1' 煤层				
F_2' 煤层	10.7	10.17	90.00	Т
F_3' 煤层		10.92	91.01	ПС–Т
F_4' 煤层	10.4	11.41	90.28	ПС–Т
F_5' 煤层	10.25	13.48	88.27	ПС–Т
F_6' 煤层	10.3	10.44	90.70	ПС–Т

1) 希尔特定律：在同一煤田中构造条件相同的情况下，煤层变质程度与其层位高低成反比；由下而上煤层反射率变小揮发分增大。

来,煤层由下而上为 D_6'—D_1' 才能消除这种矛盾,而实質上 D' 煤組的变質程度也是符合希尔特定律的。所以只有当 D' 煤組与 F' 煤組为同一层組时,煤的变質程度才符合希尔特定律,如为两个层組则出現一組符合希尔特定律,而另一組是违反希尔特定律。

(4) 煤的发光分析:煤的发光分析是观察瀝青的发光顏色,由此反映出原始質料,泥炭阶段的分解程度和变質程度等,故可了解煤的性質及大致变質阶段范围。

其方法将原煤破碎至 1.5 毫米取 3 克置于 9 毫升的苯中浸 2 小时后过濾,取出瀝青溶液(若煤岩成分复杂则要进行重液分离)在紫外光灯下观察。观察結果出現有带浅黄色色彩的天蓝色、天蓝色色彩,淡蓝紫色和淡紫色的色彩,反映出矿区煤层的变質程度为瘦煤–貧煤阶段。J_1^4、J_1^6 在縱向上由下而上各煤层发光顏色无甚变化。由北而南煤的变質程度由浅变深。

2. 煤化学方面:

为了全面正确地評价煤質,找出其变化規律借以对比,进行煤化学方面的試験和研究是很重要的。

(1) 煤化学分析(包括工业分析和元素分析):其方法将混合样破碎至 0.2 毫米取 100 克进行分析,内容应包括 W^a、A^c、V^r、S^c、C^r、H^r、O^r、N^r 等。除了风化样 W^a、A^c 有所增加外其他項目变化不大,且其 V^r、A^c 的变化規律与反射率等反映的变化規律是符合的。

(2) 煤的灰分分析:由于目前技术水平所限,未能进行煤中重矿物分析的研究,只能以煤中灰分分析来了解煤灰的成分含量,供以进行对比。分析結果(見图 3)說明 J_1^4、J_1^6 两个层組煤的灰分与含量基本一致,均以 SiO_2、Al_2O_3 为多,FeO、CaO、MgO 含量較少。由此看来,J_1^4、J_1^6 两个层組的煤灰成分差异不大,故要依此进行层間对比較为困难。

(3) 煤的光譜半定量分析:年青的煤中常含有不同种类和少量的稀散元素,这些元素常可作为煤层对比的依据,分析結果表明:J_1^4 与 J_1^6 层組中所含元素种类和含量变化規律有相似性。

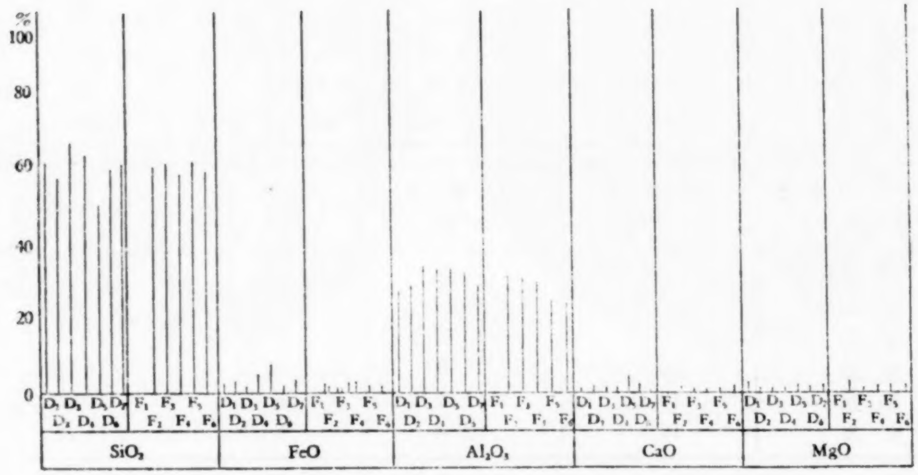


图 3 E 层組(原 J_1^4、J_1^6 层組)各煤层灰分分析对比图

（四）矿物学方法

矿区含煤地层属陆相沉积层，其岩性岩相变化很大，对比甚感困难，但由于岩石的矿物成分不以岩石的沉积环境变化为轉移，只以母岩的来源不同而改变，因此在这类矿区用矿物学方法进行地层划分和对比工作显得特别重要，通过对輕重矿物成分含量的分析，岩石結构的研究，掌握輕重矿物在含煤地层或含煤段上下岩石中的特征及矿物在含量上、組合上及分带上的規律性，对建立含煤地层所含矿物之标准剖面，特别是解决两个含煤組的对比問題，其实际意义是很大的。

1. 野外采样的工作方法：

矿物学方法的实驗室研究工作量巨大而繁杂，其研究成果的正确性不仅决定于室内細致的分析和鑑定，更重要的决定于野外对岩石岩性的詳細观察和描述，以及有目的的正規的取样工作。

采样必須与測制标准剖面紧密联系在一起，样品数取决于剖面上岩性变化的頻繁性，凡是岩性有变化則要分別取样，采样間距取决于分层厚度。

采样的种类、方法、規格：矿物学的研究內容主要包括岩石薄片、手标本和重矿物分析样。为了減少取样时的工作量和便于資料的吻合，故二者合取一个样，其重量以滿足实驗室研究为原則，一般以 200 克左右为宜，采样的方法为拣块法。采样工作量巨大，故仅限于 J_1^1 和 J_1^2 两个层組內的岩石進行。

2. 实驗室研究方法及其結果：

（1）研究方法及步驟：实驗室研究工作的主要內容包括岩石薄片鑑定和輕重矿物分离与鑑定。薄片鑑定是实驗室工作的第一步，通过薄片鑑定取得研究沉积岩的必要資料，如岩石成分、結构、构造、顆粒分选程度、滚圓度等。更重要的是可以正确的选择分析方法。同时，根据矿物含量的变化、成分的改变、矿物标型特征的描述作对比，并依据鏡下顆粒度分析与統計，校正粒度曲綫。

机械分析和重矿物分离：利用矿物学方法进行地层对比工作的主要內容，是要仔細研究和統計岩石中輕重矿物含量的百分比，及其某些重矿物在含量上的异常現象，以此做为标志进行对比。根据以往經驗，选用阿兹尼机械分析法。

輕重矿物油浸鑑定：将已取得的輕重矿物顆粒分别分批的进行鏡下鑑定描述，要求对矿物成分、各种矿物的标型特征、顆粒大小、分选程度、顏色、风化程度、顆粒中的包裹体等作仔細描述，并統計各种矿物顆粒的数量，求出相对的百分含量。

（2）两层組对比：

i. 重矿物的特征和变化：从两个层組 173 个样品的鏡下观察，其矿物特征如前所述，未发現有較大的差异，而且所含之稳定矿物的种类和含量亦相似。但由于沉积相变的关系，两个层組出現的不稳定矿物的种类和含量倘有不同之处：稳定矿物出現的种类基本相同，J_1^1、J_1^2 两个层組中均出現了石榴石、鋯石、电气石、金紅石等，J_1^2 层組尙出現 0.1% 的独居石，而 J_1^1 层組中有 0.005% 的錫石。稳定矿物的含量 J_1^1 稍高于 J_1^2 层組。

稳定矿物	J_1^a 中含量(%)	J_1^b 中含量(%)
鋯 石	15.5	11.7
石榴石	1.12	0.91
电气石	4.78	3.30
金紅石	0.28	0.33

不稳定矿物种类与含量: J_1^b 层組稍多于 J_1^a 层組。

不稳定矿物	J_1^a 中含量(%)	J_1^b 中含量(%)
綠帘石	1.16	2.00
角閃石	0.31	0.72
榍 石	0.12	0.13
白鈦石	9.2	5.30
紫苏輝石	0.003	0.0095
透閃石	0.002	0.104
十字石	0.001	0.0095
白云母	0.44	0.62
黑云母	2.47	5.8
綠泥石	0.004	0.048
碳酸盐	0.93	0.39
长 石	0.21	0.33
氧化鉄	58.1	69.00
符山石	—	0.1
蓝晶石	—	0.038
黝帘石	—	0.048
紅帘石	—	0.019
磷灰石	—	0.16
黃鉄矿	0.43	—

ii. 稳定矿物与不稳定矿物的分布比較: 稳定矿物鋯石、电气石、綠帘石、石榴石等,于 J_1^a、J_1^b 层組的剖面中由下而上分布較为普遍, 尤以鋯石和电气石更为普遍, 且有一定的規律, 形成鋯石-电气石矿物組合的特征, 而不稳定矿物为角閃石、长石、蓝晶石、透閃石,仅在有限的层位中出現。

J_1^b 层組含煤段的上部鋯石与电气石普遍而多, 鋯石以无色为主, 电气石以黃色、浅褐色为絕大多数,石榴石以无色为主。含煤段及其下部不稳定矿物較多,如蓝晶石、透閃石、磷灰石、普通角閃石等,J_1^b 层組剖面由下而上稳定矿物增多,而不稳定矿物相对減少。

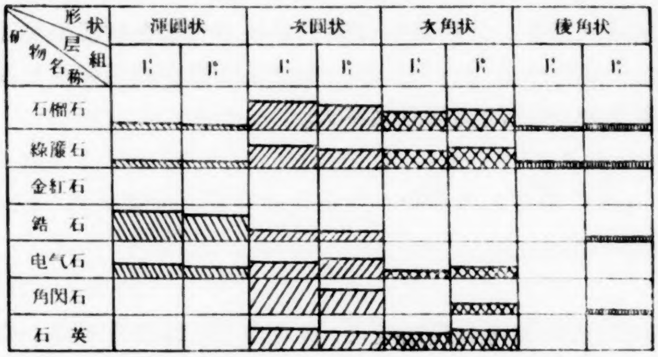
从顆粒形状来說,电气石、鋯石无明显特征,鋯石以单錐形較多, 次圓者次之, 而双錐完整者較少;电气石为长柱状和不規則状;普通角閃石以延长柱状为多;蓝晶石晶形完好;磷灰石为延长柱状,少数为渾圓状;透閃石亦为延长柱状。

J_1^a 层組含煤段的下部普遍分布有稳定矿物, 尤以电气石和鋯石为数最多。 鋯石以无色为主,电气石以黃色、浅褐色为主, 石榴石以无色为主。 而含煤段及其下部不稳定矿物仅偶尔出現,其种类和数量均不及 J_1^b 层組多, 仅見到少量普通角閃石及个别透閃石, 而磷灰石、蓝晶石等不稳定矿物在 J_1^a 层組中未能見到。

J_1^4 与 J_1^6 层組相比較，稳定矿物鋯石、电气石等，于两层組內普遍而多。而不稳定矿物普通角閃石、长石、磷灰石、透閃石等，于 J_1^4 层組內普遍减少或消失。

iii. 两层組矿物顆粒形状比較：由各种矿物形状来看，J_1^4 与 J_1^6 层組基本相似，唯一区别是不稳定矿物滚圓度 J_1^4 較 J_1^6 为佳，如角閃石、长石等。而鋯石則于 J_1^4、J_1^6 层組中普遍連續分布，其顆粒較小，多以次圓状和渾圓状为主。本矿区碎屑顆粒的形状很大程度是决定于矿物的稳定性，稳定矿物的顆粒以次圓状为主，并有少量渾圓状和次角状，未見稜角状，而不稳定矿物則以次角状、次圓状为主，并有少量为稜角状，很少能見到渾圓状的（如統計表）。

J_1^4、J_1^6 层矿物顆粒形状統計表



J_1^4 和 J_1^6 两个层組的岩石結构、矿物种类及百分含量、矿物特征、膠結成分和类型、石英包裹体的矿物种类等皆为相近。

結合本区的区域地質情况、古地理沉积环境，初步認为这两个层組可能是一个层組，并同时沉积于湖盆地中，J_1^6 层組处于盆地的边緣部位，而 J_1^4 层組則位于盆地的中心部位，陆源矿物来自矿区的西部，为同一来源。由于不稳定矿物在搬运沉积过程中經受了风化剝蝕作用，不易保存，一般保存的好坏以致有无与搬运的距离成反比，因此在靠近陆源的盆地边緣不稳定矿物要比盆地中心易于保存，所以 J_1^6 层組中出現的不稳定矿物之种类和含量均要多于 J_1^4 层組，若認为 J_1^4 不等于 J_1^6 层組，而为上下关系，則 J_1^4 层組中含有的不稳定矿物应較 J_1^6 层組为多才合乎客观实际情况。而实际材料反映与此相反，故認为两个层組是同时沉积的，其差异由相变所致。另外从榍石与白鈦石含量的演变情况来看亦說明了 J_1^4 等于 J_1^6 层組，且 J_1^4 层組距陆源略远，因为榍石风化后变成白鈦石，而榍石的含量是 $J_1^6 > J_1^4$（$0.13 > 0.12$），而經风化搬运后的白鈦石之含量却相反，$J_1^6 < J_1^4$（即 $5.3 < 9.2$）。

（五）光譜分析对比方法

我們这次除了对煤灰进行了光譜測定外，还較系統地对标准剖面中岩石的光譜資料，特別着重于煤层的頂底板中的化学元素的研究，其目的是为了找出特殊元素及元素組合在含量上的变化規律及元素出現的規律，以此作为标志来解决地层对比問題，此方法一般是經济而迅速的，并具有一定的实际意义。

1. 野外采样的一般工作方法：在野外做标准剖面的同时进行了光譜分析的系統采样工作，同时为了配合坑道煤岩孢粉分析采样，亦采集了坑道內的煤层和煤层頂底板岩石光譜分析样品。为了有代表性，采用了刻槽取样，其长度决定于分层厚度。采样时一定不要混入任何杂質。

2. 試驗室分析結果：从 273 个样品的分析結果看，本矿区煤系地层中含有 30 余种元

素。通过光譜分析資料的研究，发現 J_1^4、J_1^6 两个层組中出現的元素种类及含量的变化規律是相似的。均含有 Na、Be、Ba、Mg、Sr、Ca、Ti、Zr、V、Cr、Mo、W、Mn、Co、Ni、Cu、Pb、Sn、Ga、Yb、Fc 等相同元素，其中 Be、Ba、Mg、Ca、Sr、Ti、Zr、V、Cr、Mn、Ni、Cu、Pb、Ga 等含量在两个层組剖面中由下而上有相似变化情况，在主要煤层的范围內含量为高，而其上下部則含量为低。这些元素一般是与岩石成分相連系的，这也反映了两个层組的岩石成分及含量变化是一致的，同时也說明当时沉积环境沉积条件是相似的。

（六）孢粉对比法

本矿区煤层煤質变質程度較高，属瘦焦煤到貧煤，因而煤中的孢粉是不易浸解出来的，但考虑到中生代煤系地层一般是富含孢粉的，而且此区地层中富含植物化石，故选择围岩（煤层頂底板）进行了孢粉試驗研究工作。分析結果仅限于 B 組中有 6 个样品出現了孢粉，經鑑定属松柏科（属种未定）确定为中生代。但因本区煤层变質程度較深和現有浸解水平的限制能浸解出的孢粉为数太少，对比的实际意义不大。

三、結　論

綜合上述各种方法試驗，提出以下几点意見：

1. 关于地层問題：

（1）欲对煤田做出正确評价，使地質勘探得到預期效果，首先应搞清地层和构造，特別是煤系地层对比，故必須要建立該区的地层标准剖面，以便其他地层剖面与其进行对比。只有这样，尽管矿区构造复杂也会迎刃而解。

（2）初步認为本区标准剖面煤系地层时代属晚三迭世（見图 2），按时代可分为四大組（自下而上）：

第 I 組：A 层組——紫色岩系，厚度不詳，时代相当黃馬青頁岩，估計可能属于考也卜期或更早于該期。

B 层組——杂色岩系（卽西部 J_1^{1-2} 层組），属晚三迭世考也卜期下組。特征化石为（?）*Clossophyllum* Zeiller (Seward) 岩性主要为粉砂岩，粉砂質細砂岩和泥岩，向上砂岩增多，中部含数层煤綫和不規則的煤包体，以浅水湖泊相沉积为主，冲积相及沼泽相沉积次之，厚度为 78 米。

第 II 組：又分三层組，卽 C 层組（J_1^3 砂岩）、D 层組（J_1^5 泥岩）、E 层組（J_1^4 与 J_1^6 层組），时代属晚三迭世考也卜期或考也卜期到瑞替克期。

C 层組——粗粒和中粒砂岩，并含砂砾岩及砾岩，为河床相、河漫滩相沉积，厚 190 米。

D 层組——厚 200 米，岩性簡单，为稳定的黑色泥岩和粉砂岩，并含丰富的叶肢介动物化石，具清晰的微細水平层理和厚水平层理，可作全区标志层，但在此层底部与 J_1^3 砂岩之上有一段湖泊相沉积，以黑色粉砂岩和泥岩为主，偶夹細砂岩薄层和煤綫，特征的化石是 *Pecopteris* sp. nov. 是值得今后注意研究的一段剖面，从沉积規律推断在砂岩到泥岩之間的过渡地带可能有煤出現，是否形成有价值的含煤組，可进行与区域性对比。

E 层組——含煤組厚 76米（原 J_1^4 和 J_1^6 含煤段），岩性主要为細砂岩、粉砂岩、泥岩和煤层，含煤很集中。小旋迴較明显，以湖泊沼泽相沉积为主，冲积相沉积次之，特征

的化石不多，主要为：*Podozamites distans-lanceolatus* Complex, *Cladophbebis* spp. *Necoalamistes carrerei* (zeiller) Halle 及 *Equisitites* sp., *Taeniopteris* sp.。

第III組：即F組(原 J_1^7 层組)，厚179米，时代属晚三迭世瑞替克期，岩性以細砂岩和粉砂岩为主，向上河床沉积的粗砂岩、細砾岩逐漸增多，沼泽相沉积出現較少，以活动水湖泊相沉积为主，含丰富的植物化石达数十种以上，有十多种晚三迭世瑞替克期的标准化石可作为对比的标志层，特别标准的化石为：*Ptilozamites chinensis* Hsü, *Ptilozamites nilssoni* Nath.。

第IV組：即G层組，主要为砂砾岩及砾岩，未見化石，在邻区此层与其下地层有一明显的冲刷和間断，推断可能是下侏罗統开始，尙待研究。

(3) 关于 J_1^4 与 J_1^6 是否为同一层組的問題：仅根据矿区标准剖面的測繪及各种采样工作，以及室内各种方法試驗研究，发現在很多方面两个层組有着相似性，根据煤岩鑑定結果，J_1^4 和 J_1^6 的煤岩組分、結构特征是一致的，其凝胶化物質和絲炭化物質的定量統計相近，而矿物杂質含量的变化規律也相似，尤其以煤的反射率測定証明两个层組若均符合希尔特定律时，則需用同一层組才能合理的解释，另外煤的灰分分析和光譜分析也是相似的。

根据重矿物分析結果，矿物組合及其特征是相似的，两个含煤段均以稳定矿物鋯石-电气石組为特征，不稳定矿物量少，但由于相变关系一般 J_1^6 层組較 J_1^4 层組出現不稳定矿物为多，这种現象正是符合当时沉积环境和沉积規律的。

另外从植物化石羣在整个地层中的分布情况，以及从岩相分析看，在許多方面也有一定的相似性。

故初步認为这两个层組可能为同一組沉积，但由于工作地区仅局限于一个矿区，工作程度不够充分，尤其是对整个煤田其他矿区的煤系地层尙未观察和对比，故有待今后进一步証实。

(4) 东部 J_1^{1-2} 层組与西部 J_1^{1-2} 組是不同的二个岩組，从化石的特征完全可以証明，东部 J_1^{1-2} 相当于 F 层組(J_1^7 层組)含很丰富的晚三迭世瑞替克期化石，其下与紫色岩系直接接触可能是近盆地边緣的超复关系，故中間缺失了一套岩系，估計紫色岩系可以直接与不同层位的岩系接触，越近盆地边緣缺失的越多。

2. 矿区构造問題：由于地层方面的新認識，导致对构造也有了相应的看法，本区构造应为一复式背斜和向斜褶皺(見图1)，并为数个正断层和逆断层所破坏，背斜軸部即D組(黑色泥岩，但遭到破坏，出露不完整，J_1^4 层組和 J_1^6 层組构成背斜的东西两翼，地层产状很陡，并发育次級小褶皺和极明显的蛇形褶曲，J_1^4 地层从地表观察其产状均向东傾，局部有倒轉，并非原認为的向西倒轉的单斜构造，物探方法也完全証实了本区的构造形式为一背斜，这与区域性构造是相一致的。

3. 关于本区煤系地层对比的有效方法問題：通过这次試驗表明，綜合方法对比是有效的、适用的。其中最有效方法是化石方法、煤岩方法、矿物学方法，其次是物探方法，对解决地层和构造問題也是比較好的，値得广泛采用。而孢粉对比方法却因岩石和煤变質程度深而无效用，光譜分析、結核分析結果特征不明显，相一旋迴对比法仅供参考。

第41卷 第2期　　地質学报　　Vol. 41, No. 2
1961年9月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　Sep., 1961

从珊瑚化石来討論祁連山南北坡早石炭世地层对比問題

俞建章　林英錫

一、引　　言

1958年，中国科学院祁連山地层队在祁連山南坡怀头他拉附近发現发育很好的早石炭世地层，划分为上下两組：下組名城墻沟組，属杜内期，上組名怀头他拉組，属維宪期。又在祁連山北坡俄博山北、武威西南土塔沟、肃南白庄子、南石灰窰等处分别測制早石炭世地层剖面，采获很多化石，尤以珊瑚为最丰富。同年，林英錫为搜集早石炭世研究材料，也到了祁連山南坡怀头他拉南欧仑布魯克山及德令哈县南之旺尕秀以及祁連山北坡天祝县臭牛沟、磨石沟等地，更东行至甘肃景泰黑山及宁夏中卫县下河沿附近。就上述各地的下石炭統而論，当以怀头他拉的欧仑布魯克山为标准地区，因其沉积厚度巨大，化石层較多，其中尤以珊瑚保存較完善，非祁連山南北坡其他各地所能比拟。經室内整理，欧仑布魯克山早石炭世地层划分和化石种类与笔者所知祁連山其他地区的下石炭統大致相仿佛，惟維宪阶与杜内阶分界处放在什么地方以及欧仑布魯克山下石炭統究竟有无杜内阶等問题，尚須作进一步的商討。兹拟从珊瑚化石方面对欧仑布魯克山早石炭世地层加以分析与研究。从而提出祁連山南北坡早石炭世地层对比的初步意見，尚請讀者多提意見，予以指正。

在搜集資料期間曾得中国科学院兰州地質研究所、青海地质局以及中国科学院祁連山地层队的支持与协助，特致謝意。

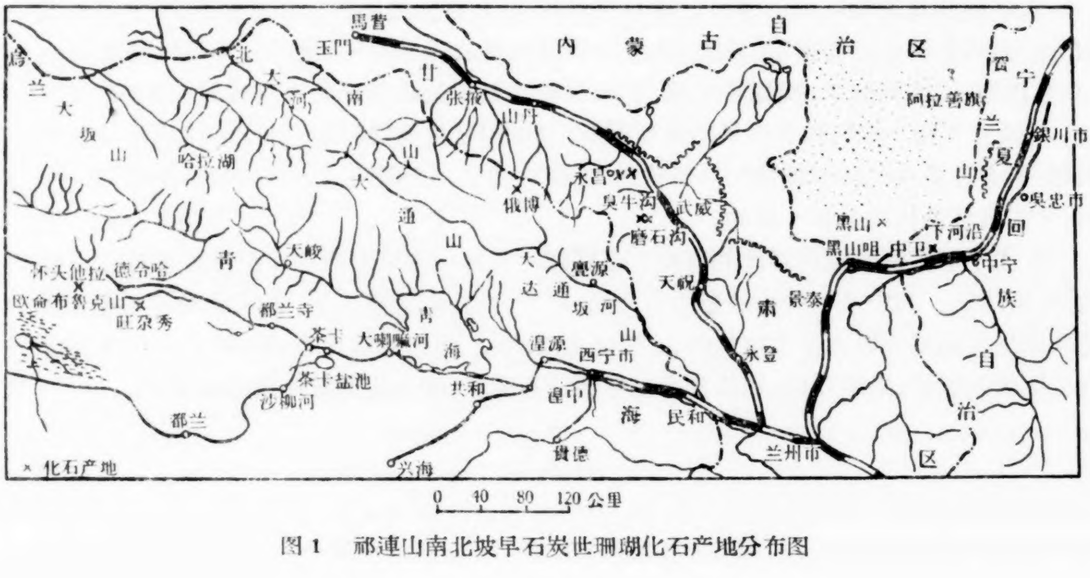


图1　祁連山南北坡早石炭世珊瑚化石产地分布图

二、祁連山南北坡早石炭世地层剖面描述

（一）祁連山南坡欧仑布魯克山剖面

本剖面位于青海省德令哈县怀头他拉以南約50公里之欧仑布魯克山，自上而下分述如后：

上复地层：中石炭統。

----假整合----

28．浅灰色、中厚层、質純的結晶灰岩。厚35米。

27．灰色、厚层块状灰岩，含燧石，呈結核状及条带状，产羣体珊瑚及腕足等类化石。厚22米。

26．灰白色至暗灰色結晶灰岩，含珊瑚及海百合莖化石。厚26米。

珊瑚化石有：*Lithostrotion irregulare* var. *asiatica* Yabe and Hayasaka, *Aulina rotiformis* Smith, *Arachnolasma* sp.

25．暗灰色，薄层至中厚层灰岩，頂部含燧石結核，富含珊瑚，腕足及海百合莖等化石，灰岩鎚击时有瀝青气味。厚41米。

珊瑚化石有：*Lonsdaleia floriformis crassiconus* M'Coy, *Lithostrotion maccoyanum* var. *mutungense* Yü, *Lithostrotion planocystatum* Yü, *Lithostrotion acolumellata acolumellata* Dobrolyubova, *Chienchangia rotiformis* Lin and Fan, *Caninia* (*Siphonophyllia*) *huaitoutalaensis* sp. nov., *Caninia* sp., *Aulina rotiformis* Smith

腕足类化石：*Fchinoconchus* sp.

24．暗灰色薄层至中厚层灰岩，含燧石結核。灰岩节理发育，底部富含珊瑚化石。厚25.6米。

珊瑚化石有：*Lithostrotion* sp.

23．浅灰色，薄层至中厚层灰岩，含带状或扁豆状的燧石結核，灰岩內富含珊瑚及腕足等类化石。厚85米。

珊瑚化石有：*Diphyphyllum lateseptatum* M'Coy, *D. lateseptatum* var. *vesiculosum* Lin, *D. hochangpingense* Yü, *Lonsdaleia floriformis floriformis* (Martin), *Aulina rotiformis* Smith

腕足类化石：*Kansuella kansuensis* (Chao)

22．浅灰色至暗灰色薄层結晶灰岩，頂部为黑色頁岩及砂質頁岩，灰岩內富含珊瑚化石。厚27米。

珊瑚化石有：*Arachnolasma sininse* (Yabe and Hayasaka), *A. cylindricum* Yü, *A. cylindricum* var. *latum* Lin, *Lithostrotionella yüi* Lin, *Dibunophyllum vaughani* Salee, *D. vaughani* var. *densum* Salee, *Yuanophyllum kansuense* Yü, *Koninckophyllum ragulare* Lin, *Diphyphyllum lateseptatum* M'Coy, *D. hochangpingense* Yü, *Palaeosmilia stutchburyi* var. *merophylloides* Yü, *Orionastraea phillipsi* (M'Coy)

21．上部为褐紅色薄层砂岩及砂質頁岩；下部为浅灰色中厚层結晶灰岩，含少量燧石結核。灰岩內含珊瑚、腕足类、苔蘚及海百合莖等化石。厚32米。

珊瑚化石有：*Syringopora* sp.

20．浅灰色薄层至中厚层的結晶灰岩，节理发育，灰岩內富产珊瑚化石。厚50米。

珊瑚化石有：*Corwenia minor* Yü, *Palaeosmilia crabra* Lin, *Koninckophyllum* sp., *Litho-*

strotion mccoyanum var. *minor* Lin, *Dibunophyllum* sp., *Caninia* sp.

19. 浅灰色至深灰色中厚层緻密灰岩，含扁豆状燧石結核。灰岩中部錘击有瀝青味，灰岩內产珊瑚化石。厚 37 米。

珊瑚化石有：*Aulina puerilis* Smith and Yü, *Dibunophyllum* sp.

18. 上部为深灰色厚层灰岩；下部为鲕状灰岩，內含珊瑚及腕足类化石。厚 11 米。

珊瑚化石有：*Carcinophyllum* sp.

17. 浅灰色中厚层灰岩，含扁豆状燧石結核，中部夹灰綠色粉砂岩。灰岩內含珊瑚及腕足类等化石。厚 32 米。

珊瑚化石有：*Lonsdaleia* cf. *duplicata duplicata* (Martin), *Caninia* sp., *Lithostrotionella* sp.

16. 黑色頁岩，夹白色粗砂岩。厚 25 米。

15. 深灰色中厚层含泥质灰岩，內富含珊瑚化石。厚 9 米。

珊瑚化石有：*Caninia juddi* var. *dawsoni* Lewis, *Lithostrotionella* sp.

14. 上部为黑色頁岩；下部为浅灰色薄层灰岩；底部夹有煤綫。灰岩內富含珊瑚，腕足类及海百合茎等类化石。厚 25 米。

珊瑚化石有：*Lithostrotion planocystatum* Yü, *Arachnolasma* sp., *Carcinophyllum* sp.

13. 灰白色砂岩与灰黑色砂质頁岩互层。厚 80 米。

12. 灰色中厚层至厚层砂岩，夹紫色及暗綠色頁岩；在紫色頁岩內含三层鉄錳結核。厚 80 米。

11. 深灰色厚层灰岩，頂部含扁豆状燧石結核，底部含泥质，富产珊瑚化石。厚 27.6 米。

珊瑚化石有：*Thysanophyllum* sp., *Orionastraea phillipsi* (M'Coy), *Lithostrotion planocystatum* Yü

10. 灰黑色砂质頁岩，中部为黑色頁岩、夹煤綫一层及 1.2 米厚的鲕状灰岩，內含苔蘚及三叶虫化石；下部夹灰白色粗粒砂岩。厚 110 米。

9. 灰白色粗粒砂岩，成份为石英及长石，分选差。厚 30 米。

8. 灰色薄层灰岩，夹黑色頁岩及灰白色砂岩，灰岩內含腕足类化石。厚 53 米。

7. 暗灰色厚层灰岩，局部有喀斯特溶洞。厚 40 米。

6. 浅灰色薄层至中厚层泥质灰岩，层間夹少量黑色頁岩，灰岩內含珊瑚及腕足类化石多层。厚 75 米。

珊瑚化石有：*Caninia* (*Siphonophyllia*) *undutabulata* sp. nov., *C.* cf. *rossica* Stuckenberg, *Amygdalophyllum etheridgei* Dun and Benson, *A. etheridgei* var. *minor* sp. nov., *A. augustum* Lin, *Arachnolasma longiseptatum* sp. nov., *A. reticularis* sp. nov., *Dibunophyllum delinghaense* sp. nov., *D.* sp., *Auloclisia*? sp., *Sinophyllum densum* sp. nov., *Lithostrotion junceum junceum* (Fleming)

腕足类化石有：*Grandispirifer mylkensis* Yang

5. 深灰色薄层至中厚层灰岩，底部含珊瑚化石。厚 50 米。

珊瑚化石有：*Amplexus* sp., *Arachnolasma* sp.

4. 黑色炭质頁岩。厚 1.8 米。

----假整合----

3. 紫色、灰綠色砂岩与頁岩互层，砂岩內含砾石，直径可达 1 厘米。厚 35 米。

2. 紫紅色石英粗砂岩，含砾石及云母碎片。厚 25 米。

1. 紫紅色厚层砾岩，砂质胶結；砾石成份有綠色变质岩、矽质灰岩、砂岩等，砾石大小不一，大者直径可达 25—30 厘米，小者仅 0.5—1 厘米。厚 60 米。

～～～不整合～～～

下伏地层：奥陶紀紫色及綠色頁岩，含笔石化石。

本剖面中层 1—3 为粗的碎屑岩，相当于祁連山地层队欧仑布鲁克早石炭世地层柱狀图所列城墙沟砾岩組。这組岩性是紫紅色砾岩和砂岩，其上复岩层为黑色炭质頁岩，两者之間看来似无間断現象，但在欧仑布鲁克山东首旺尕秀或天視磨石沟等地有与本組相似的紫紅色砂砾岩，其上复地层灰白色粗石英砂岩內发現有紫紅色砂岩的砾石。在中卫的剖面里相当于本組的紫紅色砂岩中且产有保存完善的泥盆紀植物化石 *Leptophloeum rhombicum* Dawson。

本剖面中的黑色炭质頁岩很薄，紧接着层 5 灰岩底部产有下石炭紀珊瑚 *Arachnolasma* 等属。因此，层 1—3 应該和上复地层（层 4）划分开来，层 3 与层 4 之間可能有假整合存在。本組（层 1—3）厚达 120 米。

层 4—7 称泥质灰岩段，厚度共 166.8 米，含有許多化石层。腕足类有：*Grandispirifer mylkensis* Yang；珊瑚类除 *Caninia* (*Siphonophyllia*) *undutabulata* sp. nov.，外，还有 *Lithostrotion junceum junceum* (Fleming)，*Dibunophyllum delinghaense* sp. nov.，*Arachnolasma longiseptatum* sp. nov.，*Arachnolasma reticularis* sp. nov.，*Amygdalophyllum etheridgei* Dun and Benson，等。

层 8—16 主要为砂岩頁岩夹薄层灰岩，叫做砂頁岩夹灰岩段，厚共 439.6 米。其中有許多珊瑚化石层，內有早石炭世层位較高的 *Orionastraea phillipsi*，*Caninia juddi* var. *dawsoni*，*Lithostrotion planocystatum* 及其他种属。层 12 具有鉄錳結核。

层 17—28 主要为灰岩，常含带状或扁豆状的燧石結核，称燧石灰岩段，厚达 423.6 米。所含珊瑚化石也为早石世紀层位甚高的种属，例如：*Yuanophyllum kansuense*，*Aulina rotiformis*，*Dibunophyllum vaughani*，*Lonsdaleia floriformis floriformis*，*Lonsdaleia* cf. *duplicata duplicata* 等属。

値得提出的是，层 25 还采获 *Caninia* (*Siphonophyllia*) *huaitoutalaensis* sp. nov.。

层 4 至层 28 总厚度为 1,029 米。

（二）祁連山南坡旺尕秀剖面

該剖面位于青海省德令哈县南約 70 公里处，西距怀头他拉南之欧仑布鲁克山剖面約 120 公里。剖面层序如下（从上而下）：

上复地层：灰綠色砂岩夹頁岩（中石炭統）。

----假整合----

17. 灰色厚层結晶灰岩，含珊瑚化石，厚 52 米。
    珊瑚化石有：*Yuanophyllum kansuense* Yü，*Lonsdaleia floriformis crassiconus* M'Coy，
16. 浅灰色厚层灰岩，喀斯特溶洞較发育，含腕足类化石，厚 42 米。
    腕足类化石有：*Gigantoproductus* sp.，*Kansuella* cf. *maxima* (Chao)
15. 灰色薄层至中厚层灰岩，节理发育，含珊瑚及腕足类等化石，厚 16.4 米。

珊瑚化石有：*Lophophyllum tentoforme* Lin

腕足化石有：*Gigantoproductus* sp.

14．浅灰色厚层灰岩，含燧石条带，灰岩內含珊瑚化石，厚 45 米。

珊瑚化石有：*Lophophyllum tentoforme* Lin, *Lonsdaleia* sp., *Caninia* sp.

13．深灰色中厚层結晶灰岩，內含珊瑚、腕足类及海百合茎等化石。厚 35 米。

珊瑚化石有：*Corwenia rugosa* (M'Coy), *Lithostrotion irregulare* var. *asiatica* Yabe and, Hayasaka, *Yuanophyllum kansuense* Yü, *Caninia* sp.

12．灰色薄层至中厚层緻密灰岩，含燧石結核，灰岩內富含珊瑚化石。厚 5 米。

珊瑚化石有：*Kueichouphyllum sinense* Yü, *Arachnolasma sinense* (Yabe and Hayasaka), *Dibunophyllum vaughani* Salee, *Palaeosmilia murchisoni* Edw. & H., *P. stutchburyi* var. *merophylloides* Yü, *Aulina rotiformis* Smith, *Lonsdaleia duplicata duplicata* (Martin), *Caninia* sp.

11．灰色薄层至中厚层結晶灰岩，底部有 0.5 米厚的灰黃色頁岩；灰岩內含珊瑚及腕足类等化石。厚 9 米。

珊瑚化石有：*Lithostrotionella chinghaiensis* Lin, *Lithostrotion mccoyanum* var. *minor* Lin, *Palaeosmilia* sp.

10．浅灰色中厚层灰岩，底部含泥質較多，灰岩內富含珊瑚及腕足类化石。厚 7.5 米。

珊瑚化石有：*Palaeosmilia murchisoni* Edw. & H., *Lithostrotion mccoyanum* var. *minor* Lin, *Lithostrotionella minuta* Lin

9．灰色中厚层至厚层灰岩，富含珊瑚化石。厚 20 米。

珊瑚化石有：*Carcinophyllum* sp., *Orionastraea* sp.

8．灰褐色砂質頁岩，頂部为灰綠色頁岩，底部有約0.5米之灰黃色砂岩。厚 10.5 米。

7．浅灰色至深灰色薄层灰岩，內含珊瑚化石，厚 17 米。

珊瑚化石有：*Carcinophyllum crassum* Lin, *Lithostrotionella minuta* Lin, *L. sinensis* Lin, *Arachnolasma sinense* var. *wangarsiuense* Lin

6．灰色薄层至中厚层泥質灰岩，內含珊瑚化石；底部为灰色鲕状灰岩，含有苔蘚、腕足类及三叶虫等化石。厚 27 米。

珊瑚化石有：*Orionastraea phillipsi* (M'Coy)

5．灰黃色薄层至中厚层灰岩，含珊瑚及腕足类等化石，厚 5 米。

珊瑚化石有：*Arachnolasma augustum* Lin, *Dibunophyllum* sp., *Carcinophyllum* sp.

4．灰色中厚层泥質灰岩，頂部为鲕状灰岩，含腕足类化石，厚 11 米。

3．灰白色厚层粗粒长石石英砂岩，含砾石，其成份有来自老君山組的紫紅色砂岩，厚 10 米。

----假整合----

2．紫紅色砂質頁岩，厚 12.5 米。

1．紫色、灰色厚层砾岩，夹紫紅色石英砂岩。砾石成份以綠色变質岩居多，直径 1—10 厘米。由于底部未見出露，仅見有 10 米厚。

本剖面层 1—2 为紫紅色砾岩、石英砂岩和砂質頁岩，未曾寻到植物化石，但从岩性比較，与磨石沟、中卫等处老君山砾岩极近似，且在上复地层（层 3）石英砂岩中見有来自层 1—2 之紫紅色砂岩的砾石，显然层 2 与层 3 間有一間断。根据上述理由，层 1—2 应单独分出来。

自层 3 至层 17 間珊瑚化石非常丰富，如：*Yuanophyllum kansuense* Yü, *Arachnolasma sinense* (Yabe and Hayasaka), *Dibunophyllum vaughani* Salee, *Kueichouphyllum sinense* Yü, *Aulina rotiformis* Smith, *Lithostrotion irregulare* var. *asiatica* Yabe and Hayasaka, *Lonsdaleia duplicata duplicata* (Martin), *Corwenia rugosa* (M'Coy) 等等。除珊瑚外，并有大型长身貝类化石，这些都是早石炭世晚期的产物。

层 1—2 紫紅色砾岩組的底部未見出露。其厚度为 22.5 米。层 3—6 多为泥質灰岩。层 7—11 为灰岩与砂頁岩互层。至层 12—17 則为含燧石条带或燧石結核的灰岩。三者总厚共 312 米。

（三）祁連山北坡磨石沟剖面

本剖面位于甘肃省天祝县南山乡，西距臭牛沟約 10 公里。地层层序由上而下如次：

上复地层：黑色頁岩夹灰岩、煤层及石英砂岩透鏡体（上石炭統），厚 20 米。

----假整合----

21. 灰黑色薄层灰岩夹頁岩，含珊瑚及腕足类等化石，厚 2.1 米。
    珊瑚化石有：*Yuanophyllum kansuense* Yü
    腕足类化石有：*Kansuella* cf. *Kansuensis* (Chao)
20. 灰黑色含钙質頁岩，产珊瑚、腕足类及海百合莖等化石，厚 3.4 米。
    珊瑚化石有：*Arachnolasma* sp.
19. 灰黑色中厚层泥質灰岩，含珊瑚及腕足类等化石，厚 1 米。
    珊瑚化石有：*Clisiophyllum hunanense* Yü, *C. grossinum* var. *moshikouese* Lin
18. 灰黑色中厚层結晶灰岩，含三叶虫及腕足类等化石，厚 2.5 米。
17. 灰黑色頁岩与薄层泥質灰岩互层，灰岩含腕足类、苔蘚等化石。厚 9 米。
16. 灰色钙質頁岩，頂部为砂質頁岩；钙質頁岩內含海百合莖等化石。厚 3.2 米。
15. 灰黑色薄层灰岩，夹黑色頁岩，本层含大型的腕足类化石，厚 2.4 米。
14. 灰黑色钙質頁岩，夹薄层灰岩，灰岩中含珊瑚及腕足类等化石。厚 13 米。
    珊瑚化石有：*Yuanophyllum kansuense* Yü, *Arachnolasma* sp.
13. 黑色頁岩，含珊瑚及腕足类化石，厚 8 米。
12. 灰色薄层細砂岩，厚 1.3 米。
11. 灰色钙質頁岩，夹灰岩透鏡体，含腕足类，苔蘚及海百合莖等化石，厚 2 米。
10. 含鉄質斑点的灰色石英砂岩，厚 1 米。
9. 灰色頁岩，夹紫色砂質頁岩，厚 17 米。
8. 灰白色中厚层細粒石英砂岩，底部含砾石，厚 16 米。
7. 灰褐色鉄質石英砂岩，含小砾石，砾径小于 1 厘米；层間夹燧石，寬 1—2 厘米。厚 4.5 米。
6. 浅灰綠色石英砂岩，层間夹燧石扁豆体。厚 6 米。
5. 粉紅色厚层粗粒石英砂岩，含砾石，厚 5 米。
4. 灰綠色厚层石英粗砂岩，含砾石。砾石成份有綠色变質岩、紫紅色砂岩及石英等；砾石直径大者可达 2 厘米，一般在 5 毫米上下。厚 6 米。
3. 灰白色粗粒砂岩，含砾石，其成份为紫紅色砂岩及石英等；砾石直径大者可达 2 厘米左右，中部砾石直径較大，可达 5—7 厘米。砾石成份为綠色砂岩。厚 3.5 米。

----假整合----

2. 紫紅色砂岩,底部夹砾岩。厚 9 米。

1. 紫紅色砾岩与砂岩互层,砾石成份有变質石英砂岩、灰岩及火山岩等。厚 18 米。

——底部未見

本剖面中层 1—2 为老君山砾岩段,层 3—21 为臭牛沟段。层 3 为灰白色粗砂岩,含有砾石,其成份为老君山砾岩組的紫紅色砂岩及石英岩。层 2 与层 3 之間有明显之間断。自层 3 至层 6 均为海进沉积的粗碎屑岩。层 7—11 为砂頁岩的互层,偶夹灰岩透鏡体,无化石。层 10 見有鉄錳結核。层 12 至层 21 主要为海进沉积,但本段灰岩常夹有頁岩。这一段产維宪期层位較高的珊瑚化石,如 *Yuanophyllum kansuense* Yü, *Clisiophyllum hunanense* Yü, *Arachnolasma* sp.。层 15 和层 21 更含有大型腕足类化石,如 *Kansuella* cf. *kansuensis* (Chao) 等。老君山砾岩段出露厚度为 27 米,臭牛沟段总厚为 104 米。

(四) 黑 山 剖 面

本剖面位于甘肃省景泰县北部与內蒙古自治区接壤。地层层序自上而下分述如下:

上复地层: 灰黑色頁岩及砂岩,底部有 5 厘米厚的白土层,頂部为結核状灰岩(中石炭統)。

----假整合----

16. 深灰色中厚层灰岩,頂部含化石丰富,以珊瑚及腕足类居多。厚 10 米。

珊瑚化石有: *Yuanophyllum kansuense* Yü, *Arachnolasma sinense* var. *aichiapingense* Fan, *Lithostrotion irregulare* var. *asiatica* Yabe and Hayasaka, *Aulina rotiformis* Smith, *A. carinata* Yü, *Orionastraca phillipsi* (M'Coy), *O. jintaiensis* Lin

腕足类化石有: *Kansuella kansuensis* (Chao)

15. 深灰色中厚层結晶灰岩,頂部夹黑色鈣質頁岩。厚 9 米。

14. 灰黑色鈣質頁岩,夹四层灰褐色薄层結晶灰岩,內含海百茎化石。厚 21 米。

13. 灰黃色鈣質頁岩,含苔蘚、海百合莖等化石,厚 4 米。

12. 灰黑色鈣質頁岩,含鉄錳結核,頂部有 20 厘米厚的灰岩一层。厚 8 米。

11. 灰色中厚层緻密砂岩,夹砂質頁岩,厚 2.5 米。

10. 灰黃色砂質頁岩,夹紫色砂岩,厚 4 米。

9. 深灰色灰岩,节理发育,厚 0.7 米。

8. 灰綠色砂質頁岩,中部夹薄层灰岩。厚 6.3 米。

7. 灰色含黃色鉄質小斑点的細粒石英砂岩,具交錯层,厚 5 米。

6. 深灰色中厚层緻密灰岩,含黃鉄矿結晶,厚 0.75 米。

5. 灰色不純灰岩与灰黃色砂質頁岩互层,厚 8.5 米。

4. 灰黑色頁岩与薄层泥質灰岩互层,夹少量鈣質粉砂岩,厚 8.2 米。

3. 灰色薄层灰岩与鲕状灰岩互层,厚 14.3 米。

2. 深灰色厚层灰岩,底部含砾石,呈层状排列。厚 7 米。

1. 灰黑色底砾岩,砾石成份复杂,有綠色变質岩及矽質灰岩等。砾石直径大者可达 10 厘米,小者 0.5—1 厘米。本层厚度各处不一, 1—4 米不等。

~~~不整合~~~

下伏地层: 奥陶紀变質矽質灰岩及綠色砂頁岩。

本剖面层 1—16 称早石炭世臭牛沟段,总厚为 111.2 米。

黑山下石炭統厚度与臭牛沟、磨石沟大致相仿,惟黑山剖面仅在早石炭世地层頂部方
~~~

見丰富的珊瑚及腕足等类化石。其中珊瑚化石有：*Yuanophyllum lansuense* Yü, *Arachnolasma sinense* var. *aichiapingense* Fan, *Aulina rotiformis* Smith, *Aulina carinata* Yü, *Orionastraea phillipsi* (M'Coy); 腕足类化石有：*Kansuella kansuensis* (Chao)。按化石性質均为維宪阶較高层位的产物。

（五）中卫下河沿附近剖面

本剖面是根据下河沿附近的哨弯、大东沟、常乐堡等处資料綜合而成，其地层层序如下：

上复地层：灰白色，厚层石英砂岩，含砾石，砾径 2—3 毫米(中石炭統)。

----假整合----

11．灰黑色頁岩及青灰色砂質頁岩互层，內含植物化石碎片，厚 28 米。

10．黑色頁岩夹四层深灰色厚約 0.5—1 米的緻密灰岩；下部两层灰岩內含单体珊瑚、腕足类及苔藓等化石。厚 68 米。

珊瑚化石有：*Dibunophyllum bristolense* Garwood and Goodyear, *Arachnolasma* sp., *Barrandeophyllum* sp.

腕足类化石有：*Productus* sp.

9．灰色厚层石英砂岩，厚 2 米。

8．黑色砂質頁岩，中部夹薄层灰岩一层。厚 19 米。

7．黑色頁岩，含珊瑚、腕足类及三叶虫等化石，厚 20 米。

珊瑚化石有：*Rotiphyllum floriforme* Lin, *Rylstonia stirtonensis* Hudson, *Tachylasma tenue* Kabakovitsh

6．灰色石英細砂岩，夹黑色頁岩及三层薄层灰岩，厚 33 米。

5．灰色厚层石英砂岩，含长石砂岩，节理发育，上部顆粒逐漸变細，底部有 90 厘米厚的钙質胶結的砾岩，砾石成分为灰岩。厚 36 米。

----假整合----

4．紫紅色頁岩。

3．紫紅色細砂岩夹頁岩，砂岩內产植物化石有：*Leptophloeum rhombicum* Dawson。

2．紫紅色石英砂岩与砾岩互层。

1．紫紅色厚层砾岩，底部未露。

（自层 1—4 各层厚度未测）

本剖面层 1—4 为老君山段的紫紅色砂砾岩，于层 3 中采获完美的 *Leptophloeum rhombicum* Dawson。层 5—10 属下石炭統臭牛沟段，总厚 206 米。这一段在层 9 灰岩夹层中寻得单体珊瑚化石 *Dibunophyllum bristolense* 和 *Barrandeophyllum*，前者产于英国下石炭統的 D_2 带中；层 6 中采有 *Rotiphyllum floriforme*, *Rylstonia stirtonensis*, *Tachylasma tenue* 等属。*Rylstonia stirtonensis* 在英国分布于下石炭統 C_2 带，最引人注意的是一向被認为只存在于国內二迭紀地层中的 *Tachylasma* 一属也出現于本剖面层 7 中。

三、欧仑布魯克山早石炭世地层时代划分的商討

欧仑布魯克山早石炭世地层在祁連山南北坡所测各剖面中比較厚，化石亦最丰富，可

算得是祁連山早石炭世地层一个标准地区。因此在作祁連山南北坡早石炭世地层对比之前，首先須把欧仑布鲁克山标准剖面討論清楚；先有了依据，然后对比問題也就迎刃而解。

中国科学院祁連山地层队把欧仑布鲁克山下石炭統分作維宪阶与杜内阶；前者包括怀头他拉灰岩組和怀头他拉含煤組，后者分作城墻沟灰岩組和城墻沟砾岩組。本文所附欧仑布鲁克山剖面也分四段，自下而上为：(1)紫紅色砾岩段、(2)泥质灰岩段、(3)砂頁岩夹灰岩段和(4)燧石灰岩段。这四段的岩性和厚度与祁連山地层队所分四組大致相仿，惟在时代上划分方面略有不同的看法(見表1)。祁連山地层队所称怀头他拉灰岩組和怀头他拉含煤組和本文所述的剖面中燧石灰岩段和砂頁岩夹灰岩段是相当的，从两方面所采珊瑚化石而言，我們和祁連山地层队是一致的，确属于維宪期，但关于城墻沟砾岩組(即本文所称紫紅色砾岩段)，划归晚泥盆世的理由有如下列：

表 1

中国科学院祁連山地层队				本文作者	
中石炭統					
下石炭統	維宪阶	4	怀头他拉灰岩組	4	燧石灰岩段
				3	砂頁岩夹灰岩段
		3	怀头他拉含煤組	2	泥质灰岩段
	杜内阶	2	城墻沟灰岩組	缺失	
		1	城墻沟砾岩組		
上泥盆統				1	紫紅色砾岩段

(1) 城墻沟砾岩段与德令哈旺尕秀、天祝磨石沟、景泰黑山附近及中卫下河沿等地所見紫紅色砾岩段的岩性基本上无甚差别，惟各处厚度不尽相同。中国科学院兰州地质研究所沈紀祥在"祁連山北麓老君山系的时代問題"一文中也曾說道这套老君山系由砾岩砂岩組成，均为紫紅色，偶見灰綠色，分布在祁連山北麓，如玉門、高台、张掖、民乐、武威、古浪、天祝磨石沟、景泰黑山、中卫下河沿至中宁烟筒子山等处，厚度为0—1,700米。由此可知墻城沟砾岩，在岩性方面是相当于老君山砾岩。

(2) 在中卫下河沿老君山紫紅色砂岩中沈紀祥找出 *Leptophloeum rhombicum* Dawson，同时，林英錫也在該层中发現同类的古植物化石。我們知道 *Leptophloeum rhombicum* Dawson 是早泥盆世标准化石。因此，它与老君山砾岩相当的城墻沟砾岩也应属于上泥盆統。

(3) 前已述及，在欧仑布鲁克山城墻沟砾岩段与城墻沟灰岩段間似无間断，但事实上在德令哈旺尕秀，二者間确有假整合的存在，更往东北至肃南、张掖、俄博、天祝、景泰等处且見老君山砾岩以不整合关系与臭牛沟段相接触。

依据上述理由，将所謂"城墻沟砾岩"列入泥盆系似較妥当。

城墻沟灰岩組(即本文泥质灰岩段)究竟是否为杜内阶，当須作进一步的商討。祁連山地层队在城墻沟灰岩組中所采之化石有下列各种：*Caninia* (*Siphophyllia*) *cylindrica* Scouler, *C.* (*Siphophyllia*) *cylindrica* mut. r Vaughan, *Carruthersella* sp., *Marginifera* cf.

longispina (Sowerby), *Orthotetes* sp., *Schizophoria* sp., 而 *Schizophoria* 一属时代为志留紀至二迭紀，*Orthotetes* 为早石炭紀至二迭紀，*Marginifera* 为石炭紀至二迭紀，这几个属的垂直分布甚长。祁連山地层队所以列城墙沟灰岩組为杜内阶，最重要的根据是：因为发現有产于英国杜内阶的珊瑚化石 *Caninia* (*Siphonophyllia*) *cylindrica*，但我們根据下述理由認为城墙沟灰岩組是維宪阶下部的产物：

1) A. 沃格亨 (Vaughan) 在他的"狄兰与亚翁的对比"一文中已說得清楚，*Caninia cylindrica* mut. K, *C. cylindrica* mut. *B*, *C. cylindrica* mut. r 是出現在杜内阶，而 *Caninia cylindrica* mut. б 在垂直分布上可由下石炭統的 C_1 带直达 S 带。И. И. 高尔斯基 (Торский) 于 1932 年曾于吉尔吉斯維宪阶中也发現 *Caninia cylindrica* Scouler 和本种的两个新变种。由上述說明：*Caninia cylindrica* 的变种是存在于杜内阶，但亦可出現于維宪阶，即使是标准的 *Caninia cylindrica* 也可产生于維宪阶中。

2) 祁連山地层队所采珊瑚化石标本曾由中国科学院地質研究所駱金錠进行研究，从他的报告中欧仑布魯克山采之标本不是 *Caninia* (*Siphonophyllia*) *cylindrica* 而是 *Caninia* (*Siphonophyllia*) 一属的几个新种。如果是新种，則林英鐊不仅于欧仑布魯克山泥質灰岩段层 6 采有标本，且于同剖面里燧石灰岩段层 25 (維宪阶的較高层位)中也采到了。

3) 本文剖面中泥質灰岩組层 4—8 所采化石除 *Caninia* (*Siphonophyllia*) 一属外，还采集了一些共生的种属(全部名称見上述剖面)如：*Lithostrotion junceum junceum*, *Arachnolasma longiseptatum*, *Arachnolasma reticularis*, *Dibunophyllum delinghaense* 等，这些三带型珊瑚化石都是維宪期产物。

4) 在同一剖面里，层 16 中又采得 *Amygdalophyllum etheridgei* Dun and Benson，此种为澳洲維宪阶所特有的化石。

5) 在上述层 6 中，除珊瑚化石外，更有腕足类化石 *Grandispirifer mylkensis* Yang，体积甚大，保存完整。据楊式溥研究，此属首发現于新疆博霍洛山北坡早石炭世黑灰色薄层灰岩中，其中并含有大量珊瑚和腕足类等化石都是苏联庫兹涅茨盆地、哈薩克斯坦和吉尔吉斯北部維宪阶下部的标准化石。

6) 本剖面层 5 的底部有保存不甚完善的 *Amplexus* sp. 和 *Arachnolasma* sp.。*Amplexus* 一属的垂直分布是比較长的，但 *Arachnolasma* 一属的出現，据目前所知，也是仅限于早石炭世維宪阶。

根据上述各节，祁連山地层队的墙城沟灰岩組（相当本剖面泥質灰岩段）列为維宪阶是比較合理的。

四、祁連山南北坡早石炭世地层对比

1. 欧仑布魯克山剖面：欧仑布魯克山为祁連山南北坡早石炭世地层最标准地区，本地区下石炭統总厚度为 1,030 米，因岩性的不同，显然可分三部分：下部为泥質灰岩段(层 4—7，共 166.8 米)，代表海进阶段；中部称砂頁岩夹灰岩段(层 8—16，厚 440 米)，为海退阶段；上部叫燧石灰岩段(层 17—28，厚 423.6 米)，又为海进阶段。这三段岩层同属下石炭統維宪阶，前已述之。但这几个段究竟相当于欧洲下石炭統哪几个带？拟从珊瑚化石方面再提出下列的初步意見。

首先是泥质灰岩段：就层 6 所采化石而言，*Dibunophyllum* 一属在英国为下石炭統的 S_2—E 带化石，垂直分布是比較长些。有些只知道是維宪期产物，而鑑定者未肯定其詳細层位，例如 *Amygdalophyllum etheridgei* Dun & *Benson*。惟其中有几个种属在分布上有局限性，或其上下限比較明确，可以作对比根据；例如 *Lithostrotion junceum* Fleming 在英国虽見于下石炭統的 D_1 带直达 E 带，但在苏联莫斯科盆地只发現于下石炭統的 D_1 带。不管怎样，*Lithostrotion junceum* 开始出現于下石炭統的 D_1 带，是勿庸怀疑的。在同一层里还采有 *Grandispirifer mylkensis* Yang，此属是楊式溥新建立的，他首先在天山发現，据称为維宪統下部化石，該属現既在青海与 *Lithostrotion junceum* 同层，一并認作下石炭統 D_1 带产物也不矛盾。

泥质灰岩段是海进的一套沉积，其上有下石炭統 D_2 带的标准化石，层 6 又产有 *Lithostrotion junceum*。因此，認为泥质灰岩段相当于下石炭統的 D_1 带，这不是沒有根据的，惟在层 6 之下尚有厚达 50 余米岩层是否全属下石炭統 D_1 带，或有部分相当下石炭統的 S—C_2 带？因无标准化石佐証，尚难确定。

砂頁岩夹灰岩段中，层 11 有 *Orionastraea phillipsi* (D_2)；层 15 产 *Caninia juddi* Lewis，此属为英国下石炭統的 D_1带—E_1 带之带化石，但在天山，据 Б. С. 索科洛夫，只見于下石炭統 D_2 带。

燧石灰岩段（层 22）有上司段上部的 *Yuanophyllum kansuense*，层 23 除 *Lonsdaleia floriformis floriformis*（下石炭統的 D_2 带—E 带）外，共生的还有 *Aulina rotiformis* Smith，层 25 有 *Lonsdaleia floriformis crassiconus*（下石炭統 D_2 带—D_3 带）和 *Aulina rotiformis* Smith。由上述珊瑚化石来看，砂頁岩夹灰岩段与燧石灰岩段应相当欧洲維宪阶上部（即 D_2 带以上）。

砂頁岩夹灰岩段中层 11 曾发現有标本不甚完善的 *Thysanophyllum* sp.，查中国西南旧司段产有 *Thysanophyllum asiatica* Yü，俞建章在 1931 年发表之"丰宁系之时代及其珊瑚化石之分带"一文中，因旧司段中除 *Thysanophyllum asiatica* 外，其他珊瑚极稀少，乃暫用 *Thysanophyllum* 作旧司段的标准化石，事实上 *Thysanophyllum* 一属包括許多种，自下石炭統 C_2 带可延至下石炭統頂部，今后对旧司段材料須作进一步搜集，探求其他分布較短的属作为旧司段的带化石，否則只好选 *Thysanophyllum* 属中某一个种作为旧司段的化石带名称。

2. 旺尕秀剖面：旺尕秀下石炭統厚仅 312 米，上部灰岩含燧石条带或結核，中部灰岩夹砂頁岩，下部多为泥质灰岩。燧石灰岩段之层 12—17 具有 *Yuanophyllum kansuense*, *Lonsdaleia duplicata duplicata*, *L. floriformis crassiconus* 等属种，其中 *Lonsdaleia duplicata duplicata*（D_2 带—E 带），*Lonsdaleia floriformis crassiconus*（D_2 带—D_3 带）。此外还有上部維宪阶特产的大型长身貝类 *Gigantoproductus* 等，由此可以知道旺尕秀燧石灰岩段（层 12—17）大致可与欧仑布魯克山燧石灰岩段（层 17—28）对比。

层 7—11 之灰岩中夹有砂质頁岩数层，說明是在海水进退不定的环境下沉积而成的。层 3—6 为海进阶段所堆积的泥质灰岩，根据沉积旋迴情况，此两段大致相当于欧仑布魯克山砂頁岩夹灰岩和泥质灰岩段。

层 1—2 的岩性与老君山砾岩相仿佛，层 1 也含有綠色变质岩砾石，应与欧仑布魯克

上泥盆統层 1—3 相比，不过旺尕秀老君山砾岩段仅露出 20 余米。

3. 俄博剖面：本剖面是根据中国科学院祁連山地层队在俄博北山所測制的剖面資料。层 6 为夹燧石层的石灰岩，层 5 有上司段上部标准化石 *Yuanophyllum* cf. *kansuense* Yü，同层产有大型腕足类。层 3 仅有三个未定种的属 *Lithostrotion* sp.，*Lonsdaleia* sp.，*Aulina* sp.，Б. С. 索科洛夫訊为，*Lonsdaleia* 一属是第一次出現在米哈伊洛夫层 (D_1)，但在英国該属分布于下石炭統 D_1 带—E_2 带中，甚至 C 带中亦間有之。又 *Aulina* 一属据英国記載是下石炭統 D_2 带—E_2 带标准化石，然在 C_2 带中亦曾发現有 *Aulina*。因此，数属均未定，很难肯定其层位，不过自层 1 至层 3 是一套海进沉积，似可与欧仑布魯克山泥质灰岩段相比。层 4—6 从珊瑚化石方面或根据沉积情况亦可与欧仑布魯克山砂頁岩夹灰岩段与燧石灰岩段（层 8—28）相比較。

俄博剖面中层 1 之下也有老君山砾岩，厚度不詳，想系底部未出露。

4. 土塔沟剖面：袁复礼于 1923 年首先在武威西南臭牛沟測制下石炭統剖面，厚 135 米。1958 年，刘鴻允等在武威西南土塔沟又测一臭牛沟組剖面，进行对比。层 1—5 是一套沉积（厚 33 米），代表海水逐漸內侵产物。层 6—12（厚 34 米）显示地壳振盪运动，以及海进海退频繁情况。从层 13 至 18 又属海水侵进的产物，厚度 50.6 米。按海侵情形，将本剖面划分为三个阶段，正和欧仑布魯克山剖面三个阶段相当。但不同之点在于：1）前者各段厚度銳減；2）当各段沉积时，因海水較浅，故其岩性与后者有所不同。前者中段与后者砂頁岩夹灰岩段均有鉄錳結核。

再从珊瑚化石来看，本剖面上段层 15，17，18 中均产有 *Yuanophyllum kansuense*，*Aulina rotiformis* 等欧仑布魯克山燧石灰岩段所产之化石相同。层 14，15，17 和 18 中并出現有維宪阶上部的 *Gigantoproductus maximus* (M'Coy)，*G. gigantus* (Martin)，这些大型腕足类化石同样地发現于旺尕秀与俄博的相当层位中。

土塔沟和臭牛沟均缺失老君山砾岩，早石炭世岩层是不整合盖在变质的"南山系"之上。

5. 磨石沟剖面：磨石沟下石炭統也分三段，前已述及，上段具有 *Yuanophyllum kansuense* Yü 和大型长身貝类化石，証明与欧仑布魯克山上段为同期产物。中下两段无化石，按地层迭置原理应与欧仑布魯克山中下两段相比拟。

层 1—2 老君山砾岩的成份多为南山羣的变质石英岩，两者間为角度不整合接触。

6. 黑山剖面：本剖面在奥陶紀变质岩之上不整合地盖有早石炭世岩系，与欧仑布魯克山岩层同样可分三个段：层 1—3 是下段，层 4—12 为中段，层 13—16 代表上段。上段层 16 中产有 *Yuanophyllum kansuense*，*Arachnolasma sinense* var. *aichiapingense*，*Aulina rotiformis* 和大型长身貝类；中段（层 4—12）未获任何化石。由珊瑚化石和海侵情况，本剖面之层 4—6 无疑地相当于欧仑布魯克剖面中、上两段（层 8—28），层 1—3 則相当于欧仑布魯克之下段(层 4—7)。中段之层 12 也有鉄錳結核。

7. 中卫剖面：本剖面岩层按海侵只能分成两段：上段为层 7—10，所产珊瑚化石有 *Dibunophyllum bristolense*，*Barrandeophyllum* sp.，可与土塔沟中段相对比，下段为层 5—6，采有 *Rotiphyllum floriforme*，*Rylstonia stirtonensis*，*Tachylasma tenue* 等，这些珊瑚化石与祁連山南北坡其他各地迥然不同，現从地层层序及化石时代来看，应相当于土塔沟剖

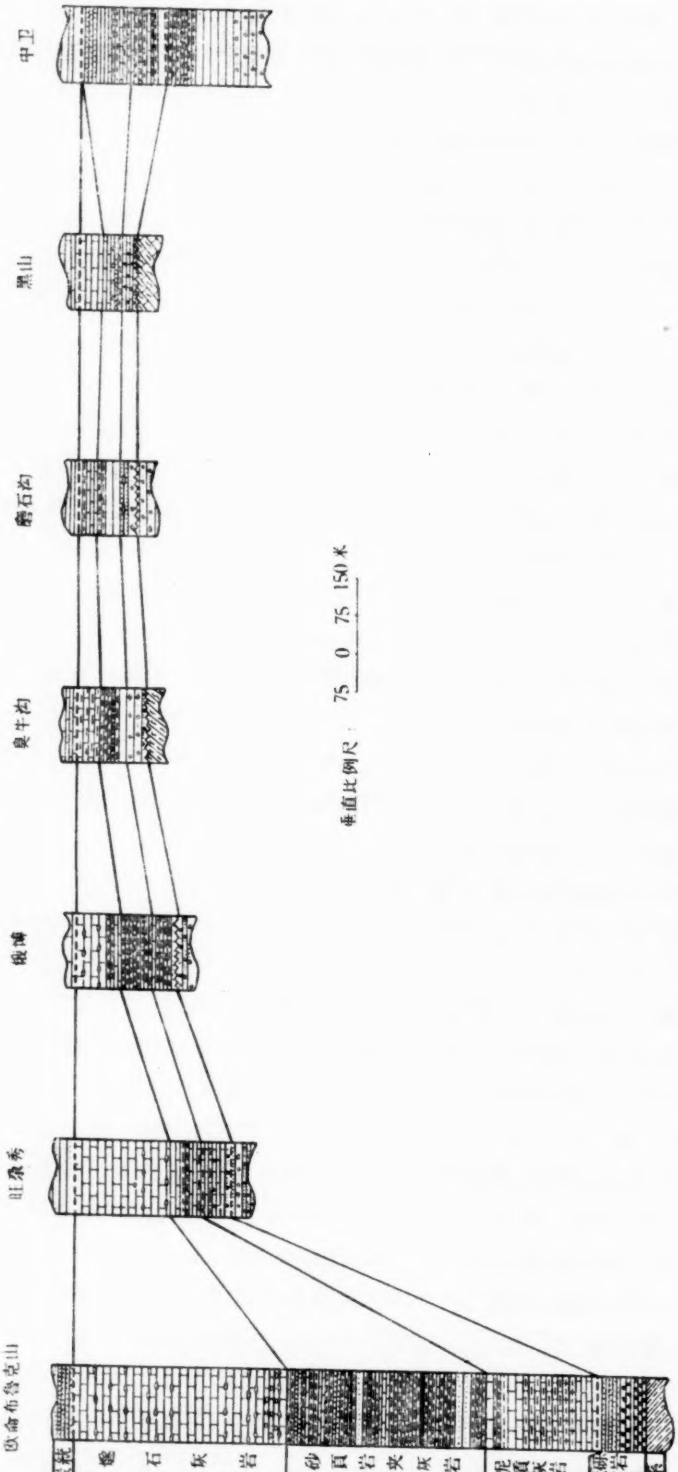


图 2 祁連山南北坡早石炭世地层柱状对比图

面之下段。

中卫下河沿一带似缺失与土塔沟上段(层 13—18)相当的岩层,究竟是在中石炭統未沉积前已被侵蝕,或因其他緣故,尙待今后进一步研究。

层 1—4 为紫紅色的老君山砾岩,层 3 产有标准的古植物化石，应属泥盆紀。底部未全出露。

五、中国西北部早石炭世海侵及其珊瑚羣的特征

(一) 中国西北早石炭世海侵

在祁連山地区,早石炭世海水于維宪期中期开始到达，至維宪期末又行退出，海侵方向自西而东,其依据如下:

(1) 西部沉积厚度較大，而东部則逐漸減小，德令哈县欧仑布魯克山維宪阶厚 1029 米。至旺尕秀厚度減至 312 米,愈往东厚度愈減小,至天祝县磨石沟,仅有 104 米。

(2) 西部沉积以碳酸盐类为主要,至东部碎屑岩逐漸增多,例如欧仑布魯克山剖面泥質灰岩段除底部(层 4)黑色炭質頁岩(厚 1.8 米)外,几全为灰岩,东至磨石沟,为下段(层 3—6)皆由含砾石的粗砂岩和石英砂岩組成。

(3) 景泰黑山与中卫下河沿等地，其沉积厚度似又稍大于天祝磨石沟，原因是景泰、中卫正位于鄂尔多斯地台的西緣，来自地台的物質較多，所以黑山、下河沿等地的維宪阶各段厚度无疑地也就增大。

(4) 下河沿附近維宪阶只显有中、下两段,至于相当于欧仑布魯克山剖面燧石灰岩段的上段則付缺失,可能是在中維宪期末海水引退后，中石炭統沉积之前，已有的上段沉积物全被侵蝕掉。因此,祁連山地区下石炭統与中石炭統之間有显著的間断。西自欧仑布魯克山,东至黑山，所有下石炭統頂部均遭受不同程度的侵蝕，惟下河沿附近在海水西退以后,出露較早,故侵蝕程度亦最深。

(5) 西端如欧仑布魯克山、旺尕秀,东端如下河沿附近維宪阶与泥盆紀老君山砾岩似为假整合接触。但在两端間,如俄博、土塔沟、磨石沟、黑山等地，維宪阶以不整合盖复在老君山砾岩之上,并且有的地方盖复在前泥盆紀变質岩之上;由此說明,在泥盆紀后、早石炭世前,俄博、黑山一带曾发生过強烈的地壳运动。

楊式溥的新疆鮑罗霍洛山[6] 維宪阶之下还具有杜內阶，同时載有天山下石炭統总厚为 1,409—1,590 米，較之祁連山南坡欧仑布魯克山要厚得多。从地层岩性及厚度証明早石炭世海侵方向确系由西北的天山地区而向东南的祁連山地区进行的。从該文所附地层綜合柱状图，看出該地区維宪阶也和祁連山地区一样显示出三个阶段；即下段代表海进,中段代表海水时进时退,上段代表海水再度內侵。

在鮑罗霍洛山剖面中維宪阶上部含有标准的 *Yuanophyllum kansuense* Yü 等,其上更有納繆尔阶,两者間为連續的关系,究竟納繆尔阶放在哪个統里？中国中石炭統底部有无納繆尔阶的存在？現就这个問題略作討論：

欧洲把石炭系分为两部分:下石炭統包括杜內阶和維宪阶，其上称上石炭統，实际上他們所謂上石炭統是把一般所称的中石炭統也包括在內,将納繆尔阶列在上石炭統底部,

亦即中石炭統的底部。在苏联莫斯科盆地納繆尔阶中間有一間断，遂将納繆尔阶列归下石炭統頂部，但在苏联其他地区，如庫兹湼茨盆地此一間断不在納繆尔阶中間、而在維宪阶与納繆尔阶之間。我国南部各地下石炭統与中石炭統間往往有一間断存在，祁連山区也是这样。尤其在俄博、土塔沟、磨石沟等处間断很大，中石炭統全部缺失，下石炭統維宪阶之上径复以上石炭統。关于我国中石炭統底部究竟有无納繆尔阶存在問題，在 1959 年全国地层会議上的“中国石炭紀地层”报告中已經說明我国各地黄龙灰岩下部的白云岩中化石极少，仅于青海欧仑布魯克山中石炭統最下部有相当于欧洲納繆尔期的植物化石。由上述情况，可知我国青海中石炭統底部是有納繆尔阶的存在。我們知道，祁連山区下石炭統与中石炭統間有一間断，同时也知道在中国西北部，早石炭世海水是由新疆向青、甘漫淹的。看得出，青甘地区在早石炭世末海退之后、中石炭紀海侵之前，是有間断現象，但在新疆方面由維宪期至納繆尔期海水継續逗留該区，故在沉积上二者显得是相連續的。

（二）祁連山区域珊瑚羣的特征

祁連山維宪期珊瑚是由中国种属与欧洲种属混合而成的。

中国种属有：*Caninia* (*Siphonophyllia*) *undutabulata*, *Caninia* (*Siphonophyllia*) *huaitoutalaensis*, *Palaeosmilia stutchburyi* var. *merophylloides*, *Kueichouphyllum sinense*, *Yuanophyllum kansuense*, *Arachnolasma sinense*, *Arachnolasma sinense* var. *wangarsiuense*, *Arachnolasma cylindricum*, *Arachnolasma cylindricum* var. *latum*, *Dibunophyllum delinghaense*, *Clisiophyllum vesiculosum*, *Chienchangia retiformis*, *Sinophyllum densum*, *Sinophyllum densum* var. *imperfecta*, *Rotiphyllum floriforme*, *Lithostrotion irregulare* var. *asiatica*, *Lithostrotion mccoyanum* var. *mutungense*, *Lithostrotion mccoyanum* var. *minor*, *Lithostrotion planocystatum*, *Diphyphyllum hochangpingense*, *Aulina rotiformis*, *Aulina carinata*, *Corwenia minor* 等。

欧洲的种属有：*Caninia juddi* var. *dawsoni*, *Caninia* cf. *rossica*, *Dibunophyllum vaughani*, *Dibunophyllum vaughani* var. *densum*, *Dibunophyllum bristolense*, *Rylstonia stirtonensis*, *Tachylasma tenue*, *Palaeosmilia murchisoni*, *Lithostrotion junceum junceum*, *Lithostrotion acolumellata acolumellata*, *Lithostrotion irregulare*, *Diphyphyllum lateseptatum*, *or-ionastraea phillipsi*, *Corwenia rugosa*, *Lonsdaleia duplicata duplicata*, *Lonsdaleia floriformis floriformis*, *Lonsdaleia floriformis crassiconus* 等。

祁連山区域維宪期珊瑚有半数以上的中国种属，其余皆为欧洲种属，在欧洲种属中有部分只見于祁連山区，而另一部分分布于中国西南、中南各省，至于中国种属除分布于中国西南及祁連山地区外，并可发現于新疆天山一带。

Aulina rotiformis Smith 为英国納繆尔阶 (E_1 带—E_2 带) 标准化石，但在我国湖南产于梓門桥灰岩，在安徽产于和州灰岩，在祁連山区分布于天祝臭牛沟段及德令哈等地的燧石灰岩段，这些岩层时代均相当于英国下石炭統的 D_2 带—D_3 带层位。

Aulina rotiformis 出現于中国，层位既然較英国要老的多，因此該种可能源出于中国。虽然該种名早經 S. S. 史密斯 (Smith) 发表，而推究其来源似仍可列在中国种属中。

中卫下河沿一带所采珊瑚种属一般說来个体都是小的，不独 *Rotiphyllum* 和 *Rylstonia*

等属，似英国标本一样的小，即 *Arachnolasma* 一属在其他各地个体頗大，而在中卫下河沿一带也变成較小的个体，其他如 *Barrandeophyllum* 和 *Tachylasma* 的个体也均是小的。这些种属个体生长的这一情况，可能受本区自然环境的控制，推测中卫一带接近鄂尔多斯地台边緣，泥砂較多，使海水混浊，致影响珊瑚个体的发育。

六、欧仑布魯克山下石炭統泥質灰岩段主要化石簡述

Caninia (*Siphonophyllia*) *undutabulata* (新种)

(图版 I，图 1a–b，2a–b)

全型：标本号碼 Ch 1171.

特征：圓柱形单体珊瑚。一般直径 3—4 厘米，最大者可达 5 厘米，长隔壁有 60 个左右。隔壁伸延近达軸部，基端不达外壁；被寬为半径 1/4 的泡沫带所环繞。短隔壁不发育。隔壁在泡沫带内緣全部显著加厚。內沟显著。床板完全，呈波状，5 毫米距离內床板有 7 个。鱗板半圓形，体积小，向內傾斜，寬达半径 2/5。

比較：新种具有較密集的床板，隔壁数目多，长隔壁伸延近达軸部，且全部显著加厚，以及短隔壁仅在內壁內呈刺状突起等特点与 *Caninia cylindrica* Scouler 的全型有絕然不同。

产地及层位：青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布魯克山，下石炭統維宪阶泥質灰岩段。

Caninia (*Siphonophyllia*) *huaitoutalaensis* (新种)

(图版 I，图 3a–b)

全型：标本号碼 Ch 1172.

特征：单体，近圓柱形。直径 3 厘米，长隔壁 60 个。隔壁末端止于半径的 1/2 处，基端被泡沫带所替代，在內壁区域內隔壁微弱加厚。短隔壁不发育。床板完全，面上拱，在床板带中央部分床板稍密集。平均床板間距为 1 毫米。鱗板細小，半圓形，向床板带作甚陡的傾斜。鱗板带寬达半径的 1/3。

比較：新种与 *Caninia cylindrica* Scouler 的不同点在于：1) 隔壁数目較多；2) 短隔壁不发育；3) 床板带較寬，床板間距較大。

产地及层位：青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布魯克山，下石炭統維宪阶燧石灰岩段。

Arachnolasma longiseptatum (新种)

(图版 II，图 4a–b)

全型：标本号碼 Ch 1173.

特征：圓柱状单体珊瑚。直径 3 厘米，长隔壁 50 个。短隔壁长达半径的 1/2。中板厚而短。內沟显著。纵切面的特点近似 *Dibunophyllum* 属；具狹小的复中柱，与床板带界綫清楚。鱗板带寬，占半径一半。鱗板体积甚均匀，长隔壁間作密集鯡骨状排列。

比較：新种特点与俞建章于 1937 年描述的 *Arachnolasma sinense Aichiaping-Toutang* type 頗为相似，但前者短隔壁长，鳞板在鳞板带附近排列較密集等特征而不同于后者。

产地及层位：青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥質灰岩段。

Arachnolasma reticuris（新种）

（图版 I，图 4a-b）

全型：标本号碼 Ch 1174.

特征：单体珊瑚，圓柱状。少数隔壁伸入軸部与床板切綫組成不規則的网状构造。中板短而薄。长隔壁中部加厚显著。短隔壁細，长达半径的一半。床板不完全，面上凸，逐漸向中板上升，8毫米内床板数目 12 个。鳞板带寬，占半径 1/2，鳞板体积不匀，在带的内緣傾斜很陡。

产地及层位：青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥質灰岩段。

Dibunophyllum delinghaense（新种）

（图版 II，图 3a-c）

全型：标本号碼 Ch 1175.

特征：单体，闊錐形。复中柱占直径 1/5，軸隔壁較多，微扭旋，与軸床板切綫組成細眼网状构造，幼年期中板薄，貫通中柱，至成年期后則加厚且稍萎縮。隔壁多，末端常与軸隔壁相連接。短隔壁发育，长达长隔壁 2/3。隔壁从鳞板带中部向內加厚。直径 2.7 厘米，隔壁 53 + 53。軸床板向中板升起頗陡。床板短小，面上拱，略向外傾斜，3 毫米內有 6 个床板。鳞板带寬占半径之半，鳞板半圓形，稍向床板带傾斜，隔壁間作同心状排列。

产地及层位：青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥質灰岩段。

Dibunophyllum sp.

（图版 II，图 5；图版 III，图 2）

描述：圓柱形单体珊瑚。直径 3 厘米，隔壁 58 + 58，短隔壁甚长，約为长隔壁的 2/3。复中柱为直径的 1/5；中板中部厚，两端薄，但向对隔壁的一端未达到中柱边緣。复中柱与床板带的界綫分明，惟軸床板密度不大。床板短小，面上拱，微向鳞板带傾斜，平均間距 1 毫米。鳞板半圓形，鳞板带的寬度等于短隔壁的长度。

所述标本保存不甚完好，且縱切面偏离軸心，故未作种的鑑定。

产地及层位：青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥質灰岩段。

Amygdalophyllum etheridgei Dun and Benson

(图版 II，图 1)

描述：单体珊瑚。复中柱杏仁状，占直径 1/8，軸隔壁数目几与长隔壁相等，在中板两側作密集排列，且显著加厚。直径 4 厘米，隔壁 60 + 60 左右，短隔壁长达长隔壁 2/3。鱗板带寬度与短隔壁的长度相等，在鱗板带內側鱗板作同心状分布。內沟显著。

該标本虽保存不全，但就横切面特征来看与敦和本逊 (Dun and Benson) 所描述的澳洲标本极为相近。

产地及层位：青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥质灰岩段。

Amygdalophyllum etheridgei var. *minor*（新变种）

(图版 II，图 2a–b)

全型：标本号碼 Ch 1176.

特征：新变种与 *Amygdalophyllum etheridgei* 微有不同之处如下列各点：1) 中柱較小，占直径 1/7；2) 隔壁較多，直径 2.6 厘米，隔壁数目 68 + 68；3) 鱗板体积小，鱗板带寬为半径 1/3。

該标本纵切面显示床板短小，面上拱，向鱗板带傾斜，平均間距为 1 毫米。

产地及层位：青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥质灰岩段。

Sinophyllum densum（新种）

(图版 I，图 5a–b)

全型：标本号碼 Ch 1178.

特征：小型，牛角状单体珊瑚。外壁厚。中柱頗大，作卵圓形，占直径 1/4。长隔壁显著加厚，末端几延达中柱，至成年期隔壁內端漸向外退縮。短隔壁微突出外壁內緣呈鋸齿状。床板完全，呈波状，間什有短小上凸的床板，两者向外傾斜，5 毫米内床板 6 个。鱗板缺失。

产地及层位：青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥质灰岩段。

Auloclisia? sp.

(图版 III，图 1a–b)

描述：圓柱形单体珊瑚，略弯曲。复中柱約为直径 1/4，軸床板密集，具明显的围壁构造，中板細薄，未貫穿中柱；长为中柱的 1/2，两側軸隔壁 14—16，呈輻射状。长隔壁加厚，短隔壁細长，达长隔壁 2/3。直径厘米，隔壁 52 + 52。床板不完全，面微向外傾斜。鱗板小，体积均匀，鱗板带寬达半径 1/2。

所述标本与 *Auloclisia* 属型特点稍有出入；前者軸隔壁較少，且排列規則，中板細长，

具有发达的短隔壁。故暂列入 *Auloclisia* 属内。

产地及层位：青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥質灰岩段。

Lithostrotion junceum junceum (Fleming)

(图版 I，图 6a–b)

描述：复体笙状。个体直径 4—5 毫米，外壁厚。长隔壁长达直径 1/3，短隔壁为长隔壁的一半上下。中柱圆柱形。床板完整，5 毫米内具有 10 个床板。鳞板缺失。

产地及层位：青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥質灰岩段。

Grandispirifer mylkensis Yang

(图版 III，图 3—5)

描述：貝体很大，向两側延伸，最寬处靠近鉸合綫可达 90 毫米，两壳喙部均甚小，但腹办喙部高出于背办喙部。两壳各具低长的两肩平行于鉸合綫的交互面，背壳交互面則較窄小。交互面上分布有横細紋和纵綫紋。放射壳綫除在喙部附近外，一般多不分义。壳綫近扁平，在壳前喙10毫米内共有 6—7 条。同心綫不明显，在风化标本上壳綫常显出瓦迭式結构。中隆及中槽愈近壳的前緣愈較显著，但与两側界限不显分明。

該标本的特征基本上与楊式溥所建立的种之全型相同。

产地及层位：青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥質灰岩段。

参 考 文 献

[1] 俞建章，丰宁系（中国之下石炭紀地层）之时代及其珊瑚化石之分带，中国地質学会志，第 10 卷第 1 期，第 18—30 頁，1931。

[2] 俞建章，中国下石炭紀珊瑚化石，中国古生物志，乙种第 12 号，3 册，1933。

[3] 俞建章，中国南部的丰宁系珊瑚，前国立中央研究院地質研究所西文集刊，第十六号，1937。

[4] 刘鸿允，中国古地理图（下及中上石炭紀），科学出版社，1958。

[5] 楊式溥，維宪統石燕新属，古生物学报，第 7 卷第 2 期，第 111 頁，1959。

[6] 楊式溥，新疆鲍罗霍洛山（天山东部）北坡下石炭紀地层划分，古生物学报，第 7 卷第 5 期，第 379 頁，1959。

[7] 沈紀祥，祁連山北麓老君山系的时代問題，地质論評，第 19 卷第 5 期，第 220—222 頁，1959。

[8] Торский И. И. Кораллы из Нижнекаменноугольных отложений Киргизской степи. Тр. Главн. геол-развед. управ. СССР. Вып. 51. 1932.

[9] Добролюбова Т. А. Нижнекаменноугольные колониальные четырехлучевые кораллы русской платформы. Тр. палеонт. инст. АН СССР. том 70, 1958.

[10] Кабакович Н. В. Новый вид рода *Tachylasma* из нижнекарбона подмосковского бассейна. Тр. палеонт. инст. АН СССР. том. XL, стр. 115, 1952.

[11] Hill, D. A Monograph on the Carboniferous Rugose corals of Scotland. Palcogeographical Society London. pp. 1—205, 1938.

[12] Hudson, R. G. S. Lower Carboniferous Corals of the genera *Rotiphyllum* and *Rylstonia*. Proc. of the Leeds philosophical Soc. Vol. IV, part. II, pp. 135—141, 1943.

[13] Hudson, R. G. S. Lower Carboniferous Corals of the genera *Rotiphyllum* and *Permia*. Jour. Palacont. Vol. 18, No. 4, p. 335, 1944.

[14] Hudson, R. G. S. and Platt, M. I. On the Carboniferous Corals: The development of *Rylstonia benecompacta*, gen. and sp. n. Ann. Mag. Nat. Hist. Ser. 9. Vol. XIX, pp. 39—48, 1927.

[15] Minato, M. Japanese Carboniferous and Permian Corals. Journ. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Geol. and Mineralogy, Ser. IV, Vol. IX, No. 2, 1955.

[16] Moor, C. R. Palacontological faunas of Missippian Rocks in North America and Europe. Jour. Geol. Vol. 56, 1948.

[17] Smith, S. *Aulina rotiformis*, gen and sp. nov., *Phillipsastraea hennahi* and *Orionastraea* gen. nov. Quart. Journ. Geol. Soc. Vol. IXXII, pp. 280—307, 1917.
[18] Smith, S. and Yu, C. C. A Revision of the Coral genus Aulina Smith and Descriptions of new species from Britain and China. Quart. Jour. Geol. Soc. Vol. XCIX, pp. 37—61, 1943.
[19] Sokolov, B. S. Role of the Rugosa and Tabulata Corals in the Stratigraphy of the Lower Carboniferous of the Moscow Basin (Northern part). Comptes Rendus (Doklady) de l'Academic des Sciences de l'URSS volume XXV, No. 2, 1939.
[20] Sokolov, B. S. Elements of the *Yuanophyllum* zone in the Northern Facies of the visean of Central Tian-Shan. Comptes Rendus (Doklady) de l'Academic des Sciences de l'URSS, Volume XXVI, No. 3, 1940.

ВОПРОСЫ О СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО КАРБОНА ЮЖНОГО И СЕВЕРНОГО СКЛОНОВ ХРЕБТА ЧИЛЯНЬШАНЬ НА ОСНОВАНИИ ИЗУЧЕНИЯ ФАУН КОРАЛЛОВ

Юй Цзянь-чжан, Лин Ин-дан

(Резюме)

Нижнекаменноугольный отдел вблизи Хуайтотала уезда Делинха был разделен на турнейский и визейский ярусы исследователями Циляньшаньской партии по изучению стратиграфии при АН КНР, но авторы считают, что наличие турнейского яруса еще следует провести дальнейшие работы. В данной статьи изложены следующие вопросы:

1. Описание профилей нижнекаменноугольного отдела на южном и северном склонах хребта Циляньшань.

2. Нижнекаменноугольный отдел горы Оренбурк——самый типичный профиль среди всех полученных.

Профиль данного района представляется в следующем виде:

Вышележащая толща.
Среднекаменноугольный отдел
----несогласие----
Нижнекаменноугольный отдел:
(2) Визейский ярус.
iii. Слой известняков с кремнями.
ii. Слой песчаников и сланцев с прослоем известняков.
i. Слой пелитовых известняков.
(1) Турнейский ярус отсутствует
Нижнележашая толща.

3. Сопоставление профилей нижнекаменноугольного отдела на южном и северном склонах хребта Циляньшань.

4. По геологическим данным исследоваемого района можно предполагать, что морская вода поступила на данный район в средине визейского века, а в его конце она отступила. Трансгрессия шла от запада к востоку. Фауны кораллов обладают китайско-европейскими характерными чертами.

5. Короткое описание окаменелостей в слоях пелитовых известняков нижнекаменноугольного отдела горы Оренбурк. Среди них имеется 9 видов (из них 6 новых видов и 2 новых разновидности), 2 неопределенных видов и 1 вид из брахиопода.

На основании выше указанных авторы делают вывод, что турнейский ярусотсутствует, а только имеется визейский ярус.

图 版 I

1. *Caninia* (*Siphophyllia*) *undutabulata* (新种)
   1a. 一个个体成年期的横切面，× 2。
   1b. 同个体的纵切面，× 2。
   全型：标本号碼 Ch 1171。
   青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥质灰岩段。
2. *Caninia* (*Siphonophyllia*) *undutabulata* (新种)
   2a. 另一个体成年期初的横切面，× 2。
   2b. 同一个体的纵切面，× 2。
   副型：标本号碼 Ch 1171a.
   青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥质灰岩段。
3. *Caninia* (*Siphonophyllia*) *huaitoutalaensis* (新种)
   3a. 一个个体成年期的横切面示长隔壁不达軸部，× 2。
   3b. 同一个体的纵切面，× 2。
   全型：标本号碼 Ch 1172.
   青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶燧石灰岩段。
4. *Arachnolasma reticularis* (新种)
   4a. 一个个体成年初期的横切面(示不規則网状构造的中柱)，× 2。
   4b. 同一个体的纵切面，× 2。
   全型：标本号碼 Ch 1174.
   青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥质灰岩段。
5. *Sinophyllum densum* (新种)
   5a. 一个个体成年期后的横切面(示长隔壁退縮，中柱变小)，× 2。
   5b. 同个体成年期的横切面(示頗大的复中柱)，× 2。
   5c. 同个体少年晚期的复中柱，× 2。
   5d. 同个体的纵切面，× 2。
   全型：标本号碼 Ch 1178.
   青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥质灰岩段。
6. *Lithostrotion junceum junceum* (Fleming)
   6a. 羣体珊瑚中的一个个体横切面及另一个体的纵切面，× 4。
   6b. 同一标本的纵切面，× 4。
   标本号碼：Ch 1179.
   青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥质灰岩段。

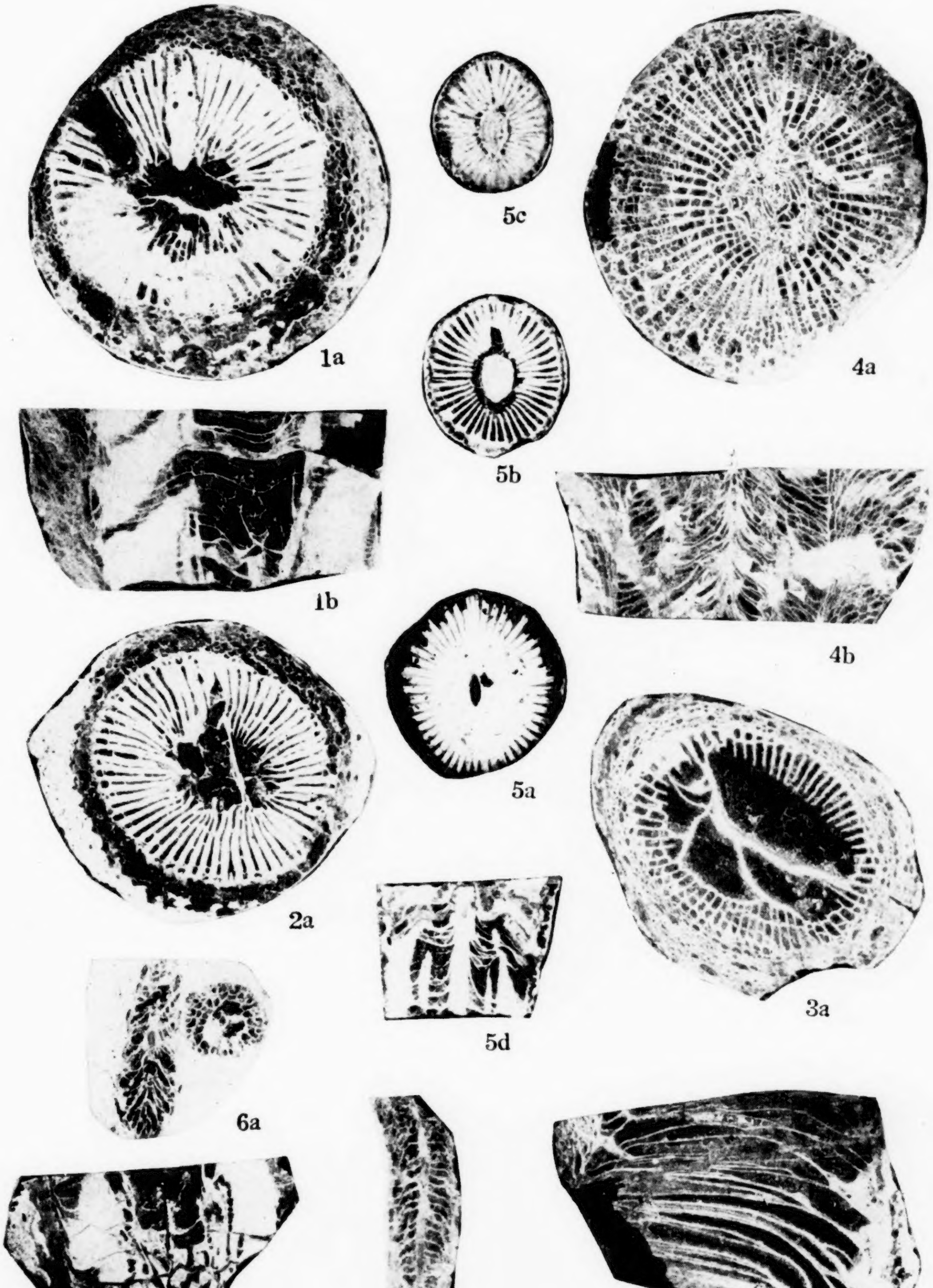
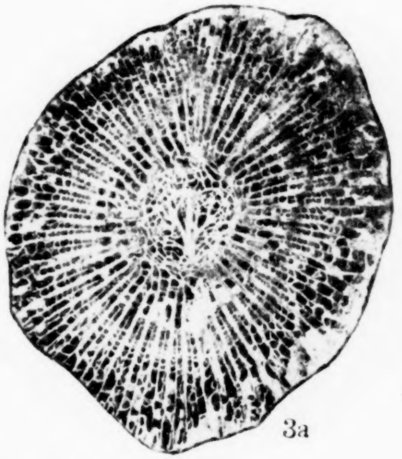
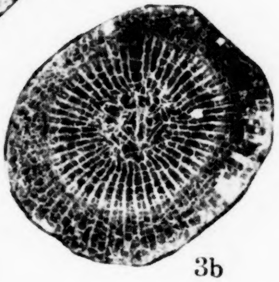

1a
5c
5b
4a
1b
4b
5a
2a
5d
3a
6a
2b
6b
3b

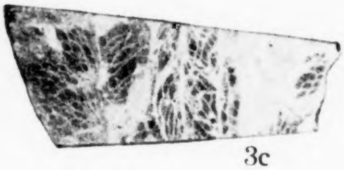
图 版 II

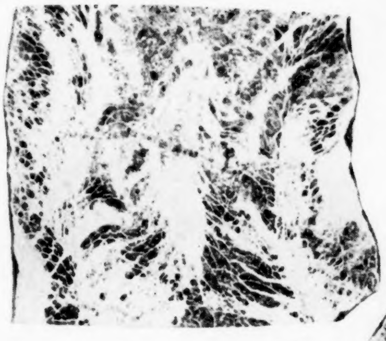
1. *Amygdalophyllum etheridgei* Dun and Benson
   一个个体成年期的横切面，× 2。
   标本号碼：Ch 1177.
   青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥质灰岩段。
2. *Amygdalophyllum etheridgei* var. *minor*（新变种）
   2a. 一个个体成年期的横切面，× 2。
   2b. 同一个体的纵切面，× 2。
   全型：标本号碼 Ch 1176.
   青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥质灰岩段。
3. *Dibunophyllum delinghaense*
   3a. 一个个体成年期横切面，示中板略萎縮 × 1.5。
   3b. 同一个体少年期的横切面，× 2。
   3c. 同一个体的纵切面，× 2。
   全型：标本号碼 Ch 1175.
   青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥质灰岩段。
4. *Arachnolasma longiseptatum*（新种）
   4a. 一个个体成年期的横切面(示发达的短隔壁)，× 1.5。
   4b. 同一个体的纵切面，× 1.5。
   全型：标本号碼 Ch 1173.
   青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥质灰岩段。
5. *Dibunophyllum* sp.
   一个个体成年期的横切面，× 2。
   标本号碼：Ch 1180.
   青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥质灰岩段。

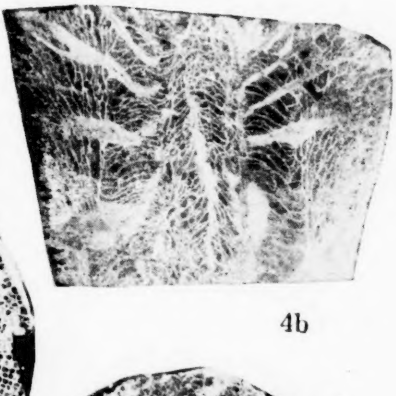
1

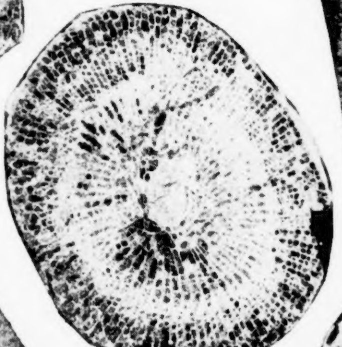

3a


3b


3c


2b


4b


2a

5

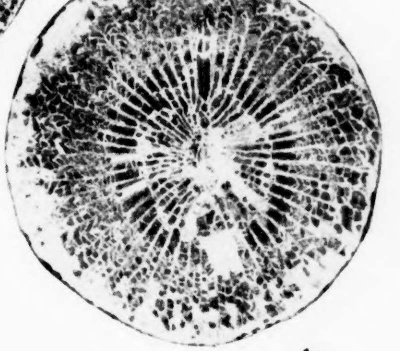
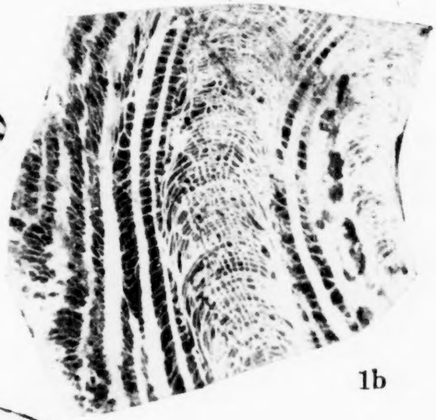

4a

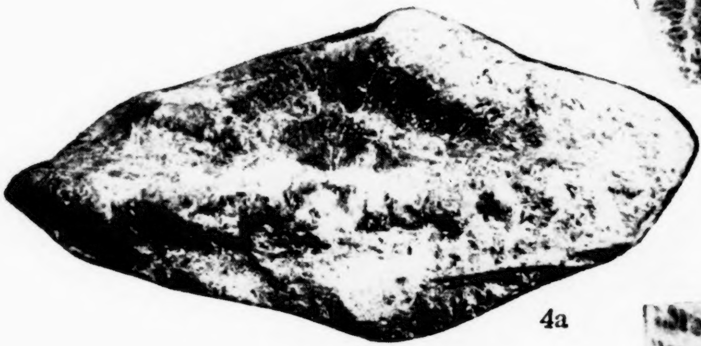
图 版 III

1. *Auloclisia*? sp.
   1a. 一个个体成年期的横切面，× 2。
   1b. 同一个体的纵切面，× 1.5。
   标本号碼：Ch 1181.
   青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥質灰岩段。
2. ***Dibunophyllum*** **sp.**
   一个个体的纵切面，稍偏离軸心，× 2。
   标本号碼：Ch 1180.
   青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥質灰岩段。
3. *Grandispirifer mylkensis* Yang
   后視，鉸合面上飾有垂直紋
   标本号碼：Ch 1181.
   青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥質灰岩段。
4. *Grandispirifer mylkensis* Yang
   4a. 后視，原大。
   4b. 腹視，原大。
   标本号碼：Ch 1182.
   青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥質灰岩段。
5. *Grandispirifer mylkensis* Yang
   腹視。
   标本号碼：Ch 1181.
   青海省德令哈县怀头他拉南欧仑布鲁克山，下石炭統維宪阶泥質灰岩段。

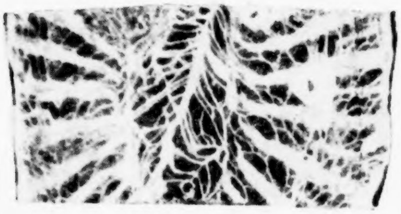
3



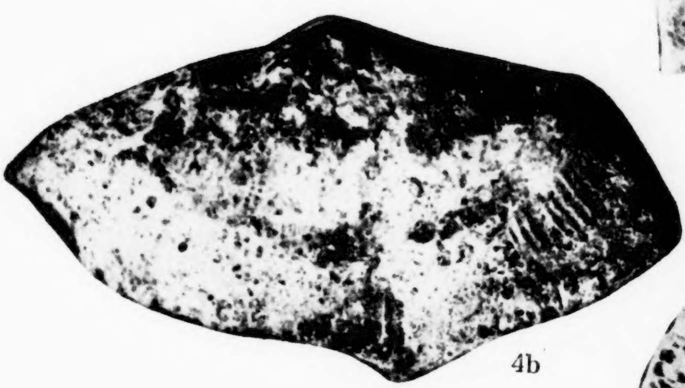
1b



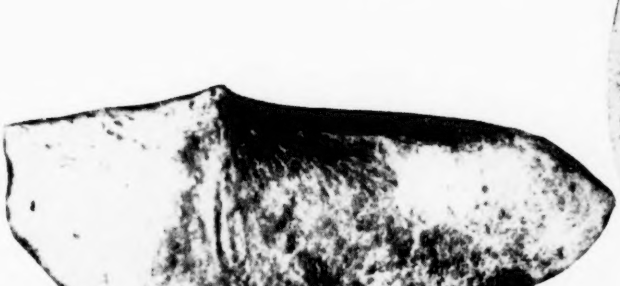
4a



2



4b



5

1a

第41卷 第2期　　地 質 学 报　　Vol. 41, No. 2
1961 年 9 月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　Sep., 1961

略論綜合地质普查工作中分散流与水化学找矿方法的作用及其合理应用

康繼本　吳承烈　李善芳

綜合地質普查勘探方法能够更为快速、經济、有效地查明所調查地区內的矿产分布及地質情况，因此它受到广大地質工作者的普遍重視，并正在被迅速地推广。本文所論述的分散流(即水系金属量測量)与水化学找矿方法是綜合地質普查工作中广泛使用的化探方法，特別是在 1:200,000—1:25,000 比例尺的普查阶段更为常用。

用分散流与水化学方法，即是用研究水系底沉积物及天然水中的造矿元素与伴生元素的分散量的方法，一般地比仅仅研究基岩露头容易获得更好的找矿效果。目前，在生产工作中一般同时采用水化学与分散流这两种方法，有时也仅采用其中的一种。

綜合使用多种找矿方法固然足以互相驗証、互补长短，但每一种方法都有自己特有的专属性与局限性，因而在采用任何一种方法时，应当充分估計到在某种具体的地質、地理条件下該方法所能起的作用。分散流与水化学找矿方法在多数情况下均可取得一定的地質效果，然而仍然有必要考慮两种方法中那一种方法所取得的地質效果更为明显，那一种方法的生产效率高、成本低及方法的技术条件簡单等因素。几年来的試驗証明：在水系发育、切割剧烈的山区，仅采用其中的一种方法就足以滿足普查找矿工作的要求。

为了闡明这两种方法在地質普查工作中的效果及特点，現将近几年来的实驗研究及生产工作中所取得的部分实际資料加以整理。从其地質效果、异常規模、异常強度、方法的干扰因素及技术要求等方面加以討論和对比。

一、地 質 效 果

1958 年以来，我們結合生产，先后在若干地区进行了分散流及水化学方法的試驗研究工作。現举以下实例說明两种方法的地質效果及其在綜合地質普查工作中的作用。

(一) 某多金属矿床及其外围地区(图 1)　本区域內主要出露有泥盆紀及石炭紀的鈣質頁岩、石灰岩及砂岩等，間有侏罗紀及白堊紀(?)地层出露，构成一系列南北向的背斜及向斜构造。与褶皺相伴生的断裂系統极为发育。岩浆活动頻繁，北部出露大片的花崗岩，花崗岩岩体的边緣部分分布着花崗閃长岩、次流紋斑岩及次英安斑岩。区域的南部及西南部有輝綠岩岩脉零星出露。

本区属中、高山地形，比高 500—800 米，切割剧烈。但南部及西部分布有喀斯特盆地及冲积平原。水系甚为发育，但地下水露头不多，多半是受天然降水补給的裂隙水及第四紀地层中的潛水　。

測区內以多金属矿床为主，其外围有石英脉型鎢矿。

根据 1958—1960 年分散流方法工作的結果，除发現了由这个多金属矿床中指标元素 Zn—Cu—Pb—As—Ag—(Bi)(南部)及 Cu—Zn—W—Bi(北部)引起巨大的异常外，同时还发現了几个 Pb、Zn 异常与少数的 Cu 异常点，以及 Pb、Ga 的弱异常。在测区东部花崗岩体內諸水系中所采的样品經光譜分析，发現 Sn 及 Pb 較当地背景值高，并在部分支流中发現了 Be 及 Bi 的异常。

以上所发現的异常地段与同比例尺金属量测量所发現的次生暈甚为吻合，其中仅有两个地段因地形平坦，水系不发育，次生暈有明显异常，而分散流則并不明显。

上述情况說明，分散流方法在本区几乎取得了与同比例尺金属量测量相同的地质效果，同样指出了全部远景地段，和各种成矿带。根据光譜全分析結果所示的綜合指标，在北部花崗岩边緣及附近地区出現了 Cu—Zn—W—Bi; Cu—Mo—W; W—Bi—Mo—Cu—B—(Be)—(Ag)—(Sn)等元素組，表明这一带为高温的 W—Sn—Mo—Bi 及多金属成矿带。而在远离花崗岩岩体的 Pb、Zn 异常地区，亦为多金属成矿带。根据 Pb 及 Ga 含量的多少可指出花崗斑岩大致分布范围。

水化学方法調查的結果，在上述各地段也发現了相应的异常，但异常甚为零散，异常值亦較低，在地质效果上較分散流找矿方法要逊色得多，只有在测区西南部，由于地形平坦、复盖較厚、水系不发育，分散流方法找矿效果不佳。但水化学方法的調查結果，有重金属总量的异常出現，同样指出了該地段的远景价值。

本区內水化学方法的主要指标为重金属总量(ΣM)，Zn 及 Cu 二指标的反映并不普遍，pH 值与 $SO_4^=$ 除个别地段外，均无明显异常，因而一般說来水化学异常与金属量测量异常在空間位置上的关系不及分散流与次生暈之間更为密切，且其指标亦远較分散流方法为单純，因而无法对异常作进一步的評价。

(二) 一个銅矿区(图 2)　銅矿体产于斑状花崗閃长岩中。与其伴生的有含鉬及鎢的細脉。原生矿物以黄銅矿及黄鉄矿为主，伴有輝鉬矿。矿体形状不規則。

矿区內除花崗閃长岩外，尙有煌斑岩岩脉。区內地形較陡峻，相对高差 100—300 米，属中山区。

用分散流方法在本区內几条主要沟谷中发現了 Cu、Mo、W，間有 Zn 的异常及个别的 Ag、Bi 的异常点。以上异常与矿体及金属量测量所发現的銅与鉬的次生暈密切相关，从而准确地控制了矿化范围。

水化学方法工作的結果同样是較好的，在矿体附近水系中发現了銅的异常含量。

(三) 一个鉛鋅矿床外围(图 3)　調查区內主要分布有前震旦紀云母片岩及白云石大理岩，南部有花崗斑岩，北部有小規模的閃长岩侵入，主要断裂构造呈南北向、北东向或近东西向。

本区为中山地区，地形切割較剧烈，水系发育，地表水流量受季节性影响較大。

水化学方法虽然指出了几个地区的异常，但由于采样工作是在雨季进行的，因此异常点分布零散，缺乏規律性，对于异常的評价頗为困难，而順便进行的分散流則在花崗斑岩岩体內部及其周围的厚层大理岩、云母片岩地段諸水系中发現了 Cu Pb Zn 异常，异常虽較弱，但既集中，又明显。此外，在花崗斑岩岩体西北一带发現了一条較为明显的 Co 异常，及 Co 的一些弱异常。由此可以推測，在花崗斑岩的接触带附近应为鉛-鋅及多金属矿床

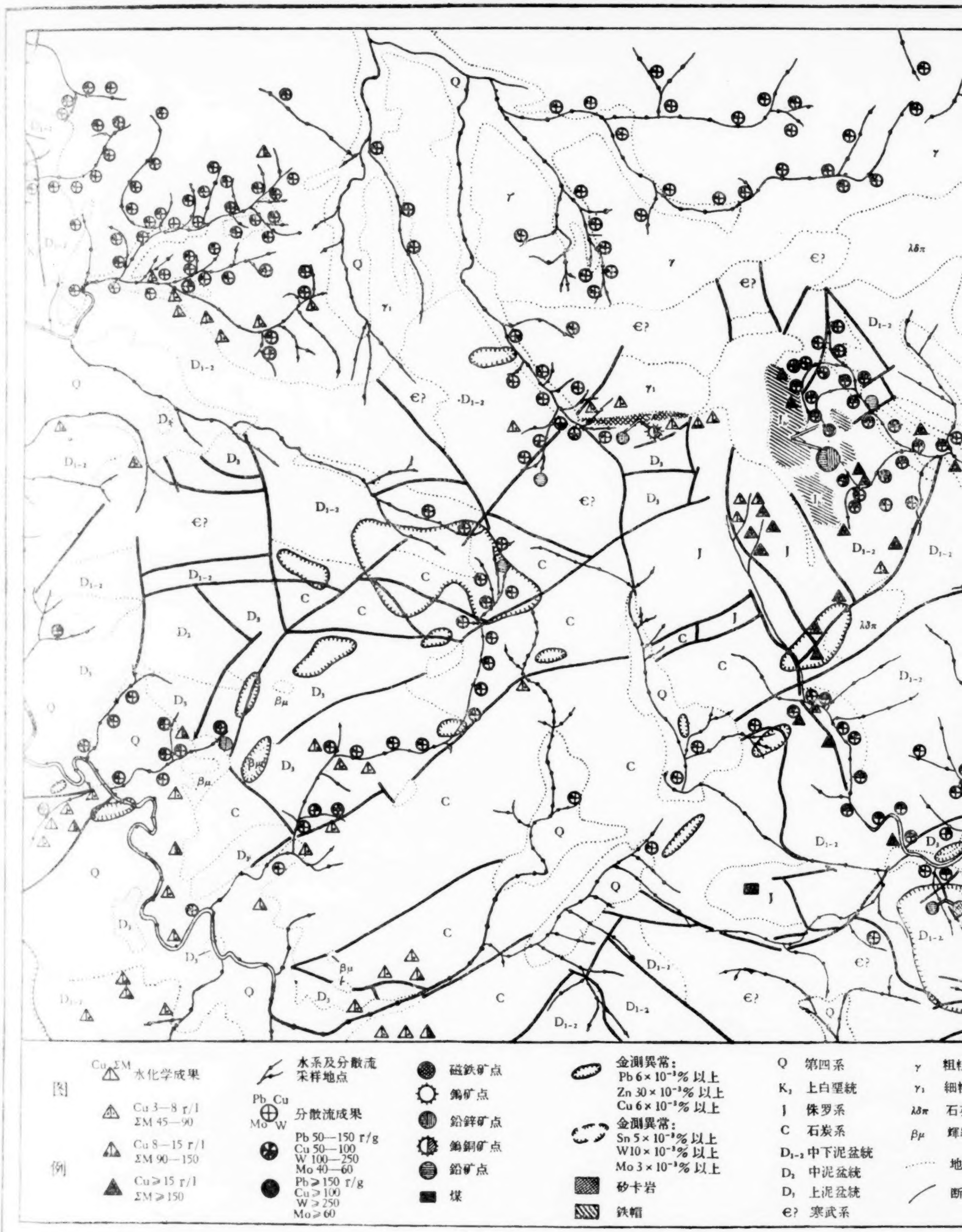
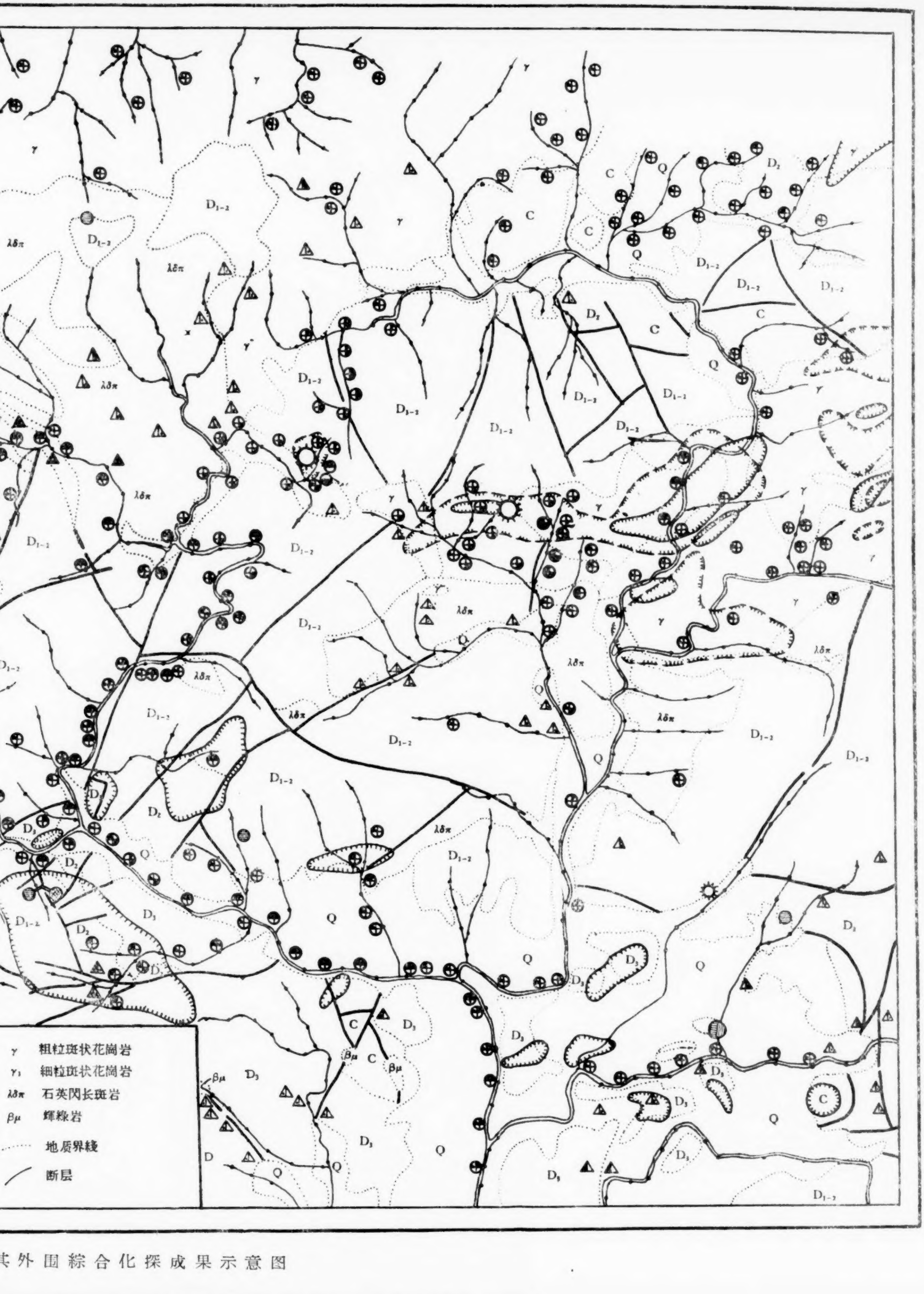


图 1　某多金属矿床及其外围



其外围綜合化探成果示意图

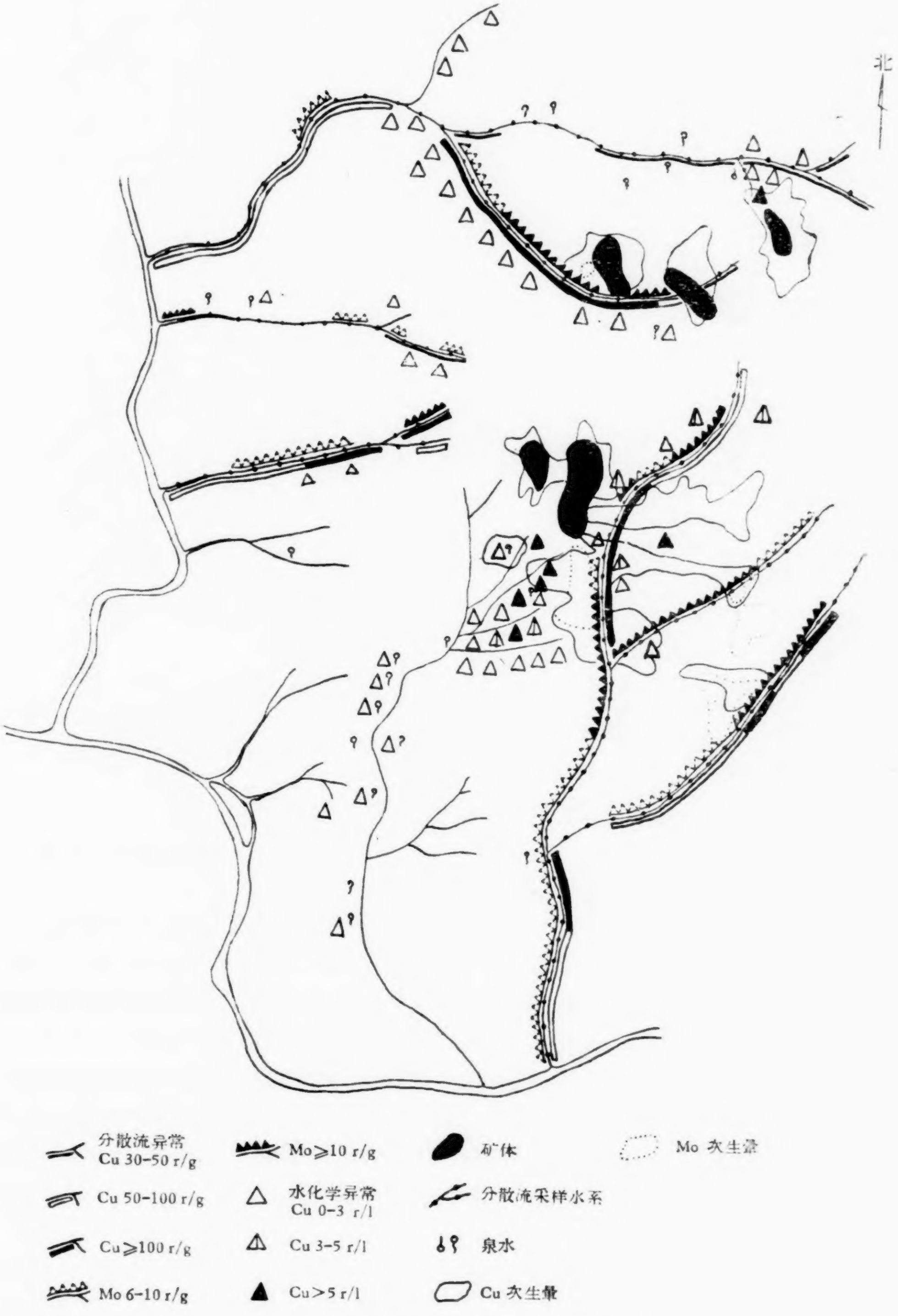


图 2　一个銅矿区綜合化探成果示意图

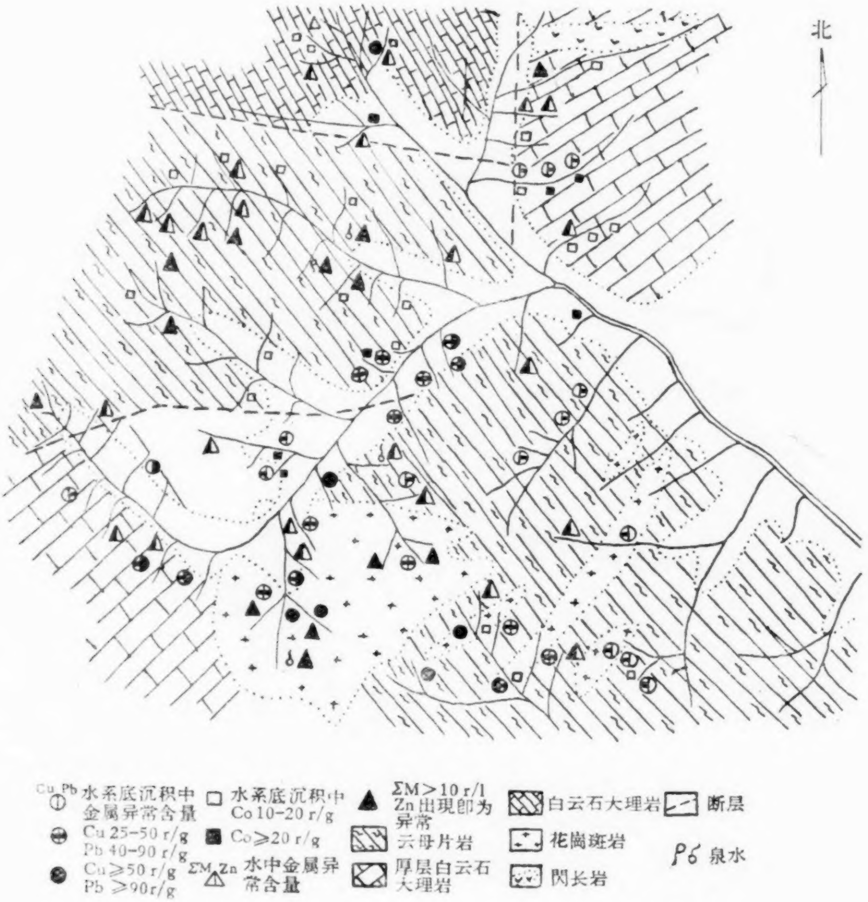


图 3 一个鉛鋅矿床外围分散流与水化学找矿成果示意图

的远景地段，而 Co 的异常应与基性或超基性岩脉有关。

（四）一个銅、鋅矿区（图 4） 本区有裂隙充填型銅-鋅矿床，矿体产于前震旦紀片麻岩中，主要矿体未出露地表。

本区为中山区，相对高差 200—300 米，水系不甚发育，切割不深，山谷寬闊而平緩，地下水露头不多，水量甚小。

虽然地形条件較差，但分散流方法效果較佳，銅的弱异常与銅的次生暈完全吻合。而水化学的結果则甚差，甚至在次生暈范围内所采的水样中也沒有发現銅的异常含量。

（五）一个鎢、錫、鉬矿床（图 5） 测区位于两个大花崗岩体之間，出露地层主要为早侏罗世变质砂岩、板岩、长石石英砂岩，其中有花崗岩小侵入体。

本区属中低山区，切割較深，沟谷发育。

分散流方法在中部水系中发現了 Sn、W、Be、B、As、Cu 等元素的异常。

分散流方法在测区北部水系中发現了 W、Mo、Be、Bi、Sn、As 等元素的异常，南部水系中发現了 Sn、W、Be、As、Cu 等元素的异常，同时在测区的最南端还发現了較已知矿床更強烈的分散流，估計这里有矿脉存在。

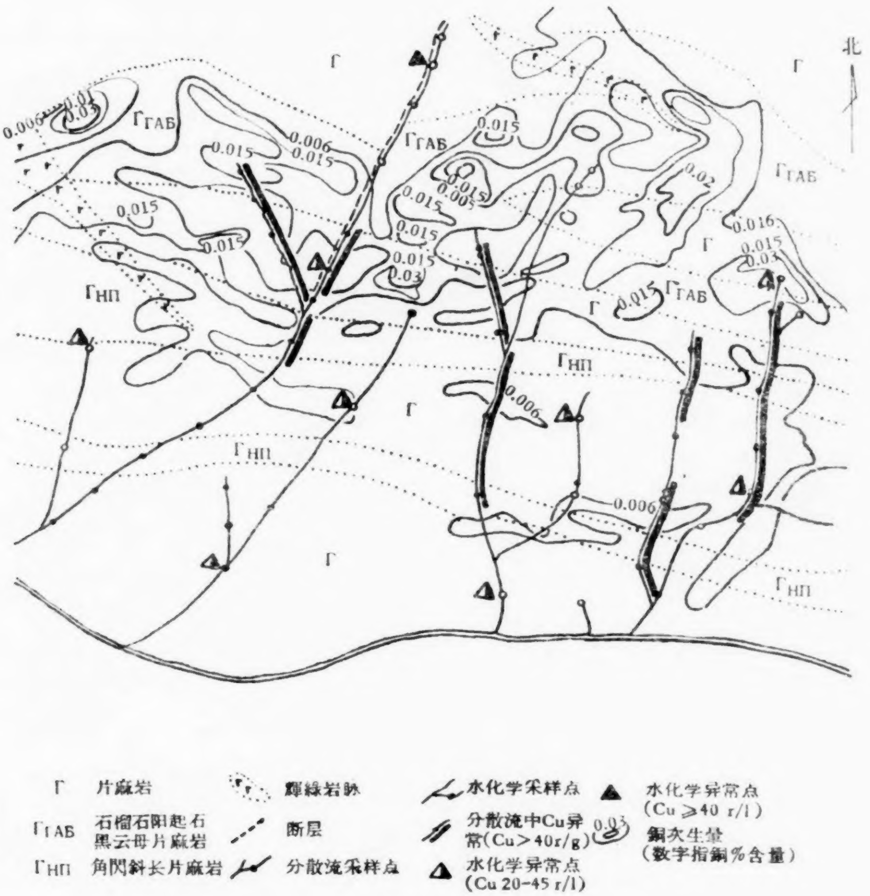


图 4　一个銅鋅矿床综合化探成果示意图

本区未作水化学調查。

二、地球化学異常的規模、組份与强度

地球化学找矿方法的优点，在于利用近代各种痕量分析方法来发现矿床周围由造矿元素及其伴生元素所形成的“分散量”与分散流，因而它就扩大了找矿的目标。因为这些异常規模的大小关系着該方法所能指示的找矿范围的大小，从而影响着該方法的有效程度。而异常中所出現的指标元素的組份及其强度，则决定了异常的可靠程度，同时也决定了該方法的技术要求，如测网的密度、分析方法的灵敏度与精确度等。

現将有关資料中見到的不同类型矿床的各种有效指标元素在水系底沉积物与天然水中所形成的异常規模及强度列于表 1。

从表 1 所列数字可見：(1) 不同类型矿床周围各种成矿元素及其伴生元素在水系中的分散距离虽因矿床类型、規模等条件不同而异，但其有效指标的分散距离至少在 500 米，甚至数公里以上；而水化学异常一般仅 400—500 米左右，很少超过一公里。

(2) 水系底沉积物中金属的正常含量一般为 $n \cdot 10^{-3}\%$，仅个别元素如 Mo、Be 等为 $n \cdot 10^{-4}\%$ 或更低，而异常含量一般则为 $n \cdot 10^{-3}$—$n \cdot 10^{-2}\%$ 或更高，这一含量范围是光

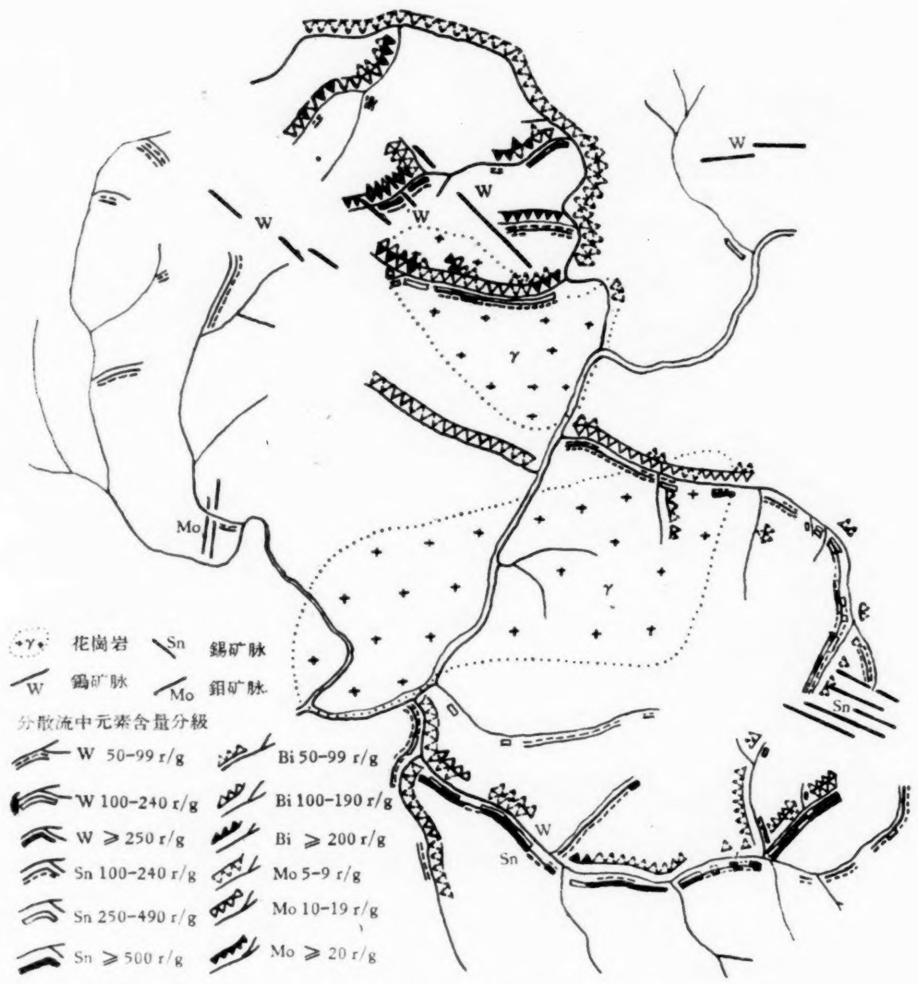


图 5　一个鎢、錫、鉬矿床分散流找矿成果示意图

譜半定量分析或其他化学分析的灵敏度与精确度都能满足的，而天然水中金属的正常含量则为 $n \cdot 10r/l$（即 $n \cdot 10^{-7}\%$）或更低，异常含量一般为 $n \cdot 10—n \cdot 100r/l$（即 $n \cdot 10^{-7}—n \cdot 10^{-6}\%$）或更低。此数値已低于一般光譜分析或化学分析的灵敏度，因此水化学异常值与背景値之比虽然同样为数倍至数十倍，但是其异常之可靠程度却不能与分散流相提并論。

（3）在各种金属矿床中造矿元素或伴生元素除銅、鉛、鋅等少数元素于天然水中有較大的溶解度外，其他則溶解极微，即使在条件合适时有較大的溶解度，而一經条件改变立即受水解、胶体吸附等因素的影响而析出，因此水化学指标仅有重金属总量（ΣM）、Cu、Pb、Zn 等較为有效。根据在一个多金属矿床及其外围用硫化鎘沉淀浓集方法采集了数百个水样，进行了光譜半定量全分析，Mn、Sb、Ba、Ti、Zn、Pb、Cu、Ag、As、W、Mo、Bi、V、Sn、Ni 等元素的含量达到 $n \cdot 10^{-6}\%$，而其中 Sb、Ti、Zn、Pb、Ag、W、Bi、Sn 等很可能由于浓集时受所用試剂及其他因素的影响，不少元素的出現与已知矿床并无明显的关系，故

表 1

元素	分散流异常			水化学异常			說明
	分散距离（公里）	背景值 $n \cdot 10^{-4}\%$	一般异常值 $n \cdot 10^{-4}\%$	分散距离（公里）	背景值 $n \cdot 10^{-4}\%$	一般异常值 $n \cdot 10^{-4}\%$	
Cu	>12.0	30	140—900	6.0—7.5	0.04	0.12—0.8	大型多金属矿床
	1.0—>1.5	30	30—200	0.15—0.25	<0.003	>0.003	細脉浸染型銅矿
	0.4—1.2	30	40—120	—	—	—	銅-鋅矿床外围
	0.3	10	10—100	—	—	—	含銅砂岩型銅矿
	> 2.5	50	200—600	—	—	—	石英脉型鎢矿
Pb	>12.0	50	100—500	—	—	—	大型多金属矿床
	> 1.5	80	80—2,000	—	—	—	多金属矿区
	> 1.5	30	200—2,000	—	—	—	鉛矿区
Zn	>12.0	60	120—400		0.03	0.032—0.3	大型多金属矿床
	1—>1.5	60	300—600		0.03	0.032—0.3	多金属矿区
	> 1.5	50	200—800	—	—	—	鉛矿区
ΣM	>20.0	< 10	10—100	0.4—0.5	0.05	0.06—1.0	多金属矿区
	—	—	—	<0.5	<0.012	0.012—0.04	銅鋅矿床外围
Sn	> 2.7	40	200—600	—	—	—	錫、鎢、鉬矿区
W	> 2.5	50	200—600	—	—	—	石英脉型鎢矿
	1.2—>2.7	25	100—400	—	—	—	錫、鎢、鉬矿区
	0.5—0.8	25	30—350	—	—	—	細脉侵染型銅矿
Mo	> 2.5	5	10—15	—	—	—	石英脉型鎢矿
	> 2.7	< 5	5—10	—	—	—	錫、鎢、鉬矿区
	0.8—1	4	6—32	—	—	—	細脉侵染型銅矿
	1	4	12—16	—	—	—	多金属矿区外围
Be	0.5—1	7	10—30	—	—	—	鈹矿区
	0.5—1.3	5	10—35	—	—	—	錫、鎢、鉬矿区
As	1.0	40	300—1,000	—	—	—	錫、鎢、鉬矿区
Bi	> 2.5	25	200—600	—	—	—	石英脉型鎢矿
	2.2	25	50—100	—	—	—	錫、鎢、鉬矿区
Ni	—	<100	110—400	0.5—1.0	<0.01	0.01—0.1	鎳矿区
Cr	—	<300	310—2,000	—	—	—	鎳矿区
Hg	—	0.02	0.3	—	—	—	汞矿区

对于該地区的找矿意义不大。該区有效的水化学指标仅为重金属总量、Zn、Cu。

根据目前的資料，水化学方法仅可根据易溶于水中的重金属总量、Zn、Cu 等指标找寻多金属及銅的硫化矿床，而水系底沉积物则包含了易溶或难溶的稳定矿物的指标元素，因而分散流找矿方法不仅由 Cu、Pb、Zn 等指标元素反映銅、鉛、鋅等多金属硫化矿床，同时也能由 Sn、W、Mo、Hg、Be 等指标元素反映錫、鎢及稀有元素等矿床。由于它所反映的指标完备而确切，在 1:200,000—1:25,000 比例尺的普查測量阶段有可能根据綜合指标的元素組合来預測測区内的矿产分布情況。

三、季节性影响及其他干扰因素

分散流与水化学找矿方法系研究水系底沉积物与天然水中的微量金属及其含量的变化。水系底沉积物来源于水系集水面积内岩石及矿物的风化产物，再經机械搬运进入水

系而形成泥沙或淤泥。其中金属的含量主要决定于岩石与矿物中的原始含量，此外与淤泥中胶状物质吸附作用及其相接触的天然水中溶解的金属离子亦有一定的关系。机械搬运及吸附作用基本上能达到平衡。因而水系底沉积物的組份可認为是稳定的，其中金属的含量一般不随季节的改变而产生变化。而天然水的流量(包括地下水和地表逕流)則在很大程度上决定于降水量，其中金属的含量則取决于地下水交替的速度与流量的变化，因此在雨季金属浓度随水量增加而变稀，反之，在干旱季节則因水量減少而相对浓縮。有时在暴雨后由于水流流速較大，水中夹带了大量悬浮物，在将水样作不同处理时，此种悬浮物可能溶解或沉淀。这些因素都可使分析結果产生难以預計的紊乱。

现将一个黄鉄矿区与鉛鋅矿区在雨季与干旱季节重复取样所测定重金属总量与 Zn 含量的分析結果列于表 2：

表 2

取样点号	ΣM 含量 (r/l)		Zn 含量 (r/l)	
	干旱季节	雨季	干旱季节	雨季
001	72	30	30	20
002	56	25	30	14
003	9	2	4	2
007	90	50	56	14
009	170	130	96	70
023	5,000	6,500	2,400	2,100
024	150	40	90	32

表中对比数值說明两次測定金属含量之变化很大，而其变化又缺乏規律性。因而进行水化学調查时不宜将工作时間拖長，否則常因季节的变化而造成假异常或使异常消失。

四、技术要求

所采用方法的技术要求的特殊性及其严格程度常影响該方法在大規模生产工作中的实用意义。分散流与水化学找矿方法在工作程序上虽然有很多类似之处，但在技术要求上却又有許多不同之点。例如在測网布置上，采样点的选择上，虽均沿水系布置，但水化学方法遇到水流枯竭的地点，或遇到干沟卽不能取样。而分散流方法則不受此限制，可視实际需要布置取样。

对于样品的要求，水系底沉积物一般仅需数十克細粒物质已能滿足光譜半定量或其他化学分析之用。而这些样品可視实际需要加以保留，以供日后检查或作重复分析之用。从分析方法的要求而言，不論光譜半定量分析或化学分析，其分析灵敏度对于絕大多数元素均高于一般背景含量。玆将光譜半定量全分析对各种元素的灵敏度分类列于表 3。表中第 I 类元素为常見的造矿元素，或为有效的地球化学找矿指标；第 II 类为較常見的地球化学指标元素，这两类元素的光譜分析灵敏度除了 Hg、As、Sb、Sr 等元素以外均能很可靠地区分背景与异常；第 III 类属于稀有及分散元素，在分散流找矿或其他地球化学找矿方法中均并不常見，其作为地球化学指标的意义尙不十分清楚，其中若干元素的光譜分析灵敏度亦較差、尙有待研究。但总的說来光譜半定量全分析完全能滿足分散流找矿的要

表 3

类别	元素	光譜分析灵敏度†($n \cdot 10^{-4}\%$)	背景含量(或土壤中平均含量*)($n \cdot 10^{-4}\%$)	
			高于光譜分析灵敏度者	低于光譜分析灵敏度者
I	Cu	1	30	
	Be	3	5	
	Zn	5	50	
	Hg	10		0.02
	Sn	5	40	
	Pb	7	50	
	As	70		40
	Sb	50		0.4*
	Bi	5	25*	
	Cr	4	300	
	Mo	0.8	4	
	W	25	25	
	Mn	25	850*	
	Ni	4	4	
	Co	4	8*	
II	Sr	1,000		300*
	Ba	400	500*	
	B	2	25	
	Ga	0.1	10*	
	Ti	100	1,000**	
	Zr	5	10—100**	
	V	2	100*	
	P	600	800*	
III	Ag	0.2	0.25	
	Y	80		
	Ce	100		50*
	In	1.5		
	Ge	2		1*
	Nb	50		
	Cd	30		0.5*
	Sc	50		

* 根据 A. П. 維諾格拉多夫“土壤中稀有和分散元素的地球化学”中所列土壤中平均含量数据。

** 系根据生产队提供的数值。

† 系根据水平电极撒矿法的光譜半定量全分析数据。

求。

天然水中的金属含量很低，絕大多数元素的含量皆低于分析方法的察覚灵敏度，为了滿足分析的要求，就必需采集 0.5 至 1 升的水样以供浓縮处理。因此采样效率大为降低。水系底沉积物样品与金属量測量样品的处理手續基本相同，而水化学样品则极为繁瑣，如将 1 升水样蒸发成干渣往往需 5—6 小时以上，沉淀处理虽較簡便，但沉淀、过滤、干燥、研磨等一系列操作过程需 1 小时以上；同时在处理过程中又难免因操作上的疏忽或錯誤而造成結果紊乱。虽然水样分析可以直接在野外进行而曾被認为是其优点之一，但由于水

系底沉积物中重金属离子的冷提取技术的应用而使这一优点非水化学方法所独有。水化学野外分析箱在现場进行分析也并非良好的技术措施，它不仅增加了工作人員的負担，且由于工作环境的限制而使測定結果甚为粗略，同时能在现場进行測定的項目亦极为有限，因而这些結果很难滿足准确化分异常的要求。

根据最近几年来对我国几个地区所进行的分散流及水化学找矿工作所取得的实际資料的綜合分析与研究，对地質普查工作中这两种方法的作用与合理使用作出如下初步結論：

（一）試驗結果表明在水系发育、切割剧烈的山区进行地質普查工作时分散流找矿方法是一种快速而有效的地球化学找矿方法，可以对調查地区的絕大部分金属矿产或矿化情况进行快速評价；已有的資料表明不仅能由 Cu、Pb、Zn 等指标反映 Cu、Pb、Zn 等多金属硫化矿床，同时也能由 Sn、W、Mo、Hg、Be 及其他指标元素来反映 Sn、W 及稀有元素等矿床。

（二）观察并研究分散流中綜合指标的出现規律，可以指出調查地区的成矿远景与矿产分布情况，同时也可以預測可能存在的矿床的类型，在有利的情况下，尙可根据某些指标指出火成岩体大致的分布范围及其他地質体的分布情况。因此，就要求尽可能迅速而正确地測定样品中所有有意义的微量元素。水系底沉积物中各种金属的含量范围大致在 $n \cdot 10^{-4}\%$ 左右，現在采用水平电极撒矿法的光譜半定量全分析的灵敏度与精确度已基本上滿足了这个要求，这为分散流找矿方法提供了极为有利的手段，而对于水化学样品的分析，由于水中金属含量极低，目前尙无滿意的全分析方法。

（三）分散流的异常強度一般比水化学的异常強度高出 1,000 倍以上。造矿元素与伴生元素的分散流长度一般为数公里，而水化学异常一般仅 400—500 米左右。这就說明分散流找矿方法的目标大而明显，并在地質普查工作中易于发現。

（四）分散流方法不仅可以采集水系底沉积物样品，也可以自干谷中取样，因而易于保証測网密度。在水系发育、切割剧烈的山区分散流找矿方法完全可以滿足 1:200,000—1:25,000 比例尺普查找矿的要求。

（五）水化学方法在水系发育、切割剧烈的山区及地下水露头发育的丘陵地区也能取得一定的地質效果，根据目前資料，可以水中重金属总量、鋅、銅等指标寻找多金属及鉬的硫化矿床，但由于水化学的异常強度比較低、受季节性影响很大、分散距离比較近、指标元素比較少，因而水化学方法的地質效果往往不如分散流找矿方法的地質效果明显。同时水化学样品的采集、运送及样品处理与分析的技术要求等也比較复杂与严格，因而在大面积普查工作中效率也比分散流找矿方法要低。

（六）根据分散流与水化学找矿方法在地質普查工作中的作用及其本身的特点，可認为在水系发育、切割剧烈的山区及险峻的高山区应該大規模地使用分散流找矿方法，以便迅速查明調查地区內的矿产資源。在这类地区开展綜合地質普查工作时分散流找矿法具有較多的优越性，应作为主要的地球化学找矿手段。而在丘陵地带、疏松沉积物复盖厚的地段开展对层間水、裂隙水等地下水的水化学調查也具有实际意义，可作为分散流找矿方法的重要补充。

第41卷 第2期 地 質 学 报 Vol. 41, No. 2
1961 年 9 月 ACTA GEOLOGICA SINICA Sep., 1961

在新的形势面前

П. 安特罗波夫
(苏联地质保矿部部长)

苏联拥有丰富的矿产資源，它們是进一步发展工业和农业的重要經济前提。由于苏联各地进行了地质测量工作，因此我們能够有依据地对广大地区作出評价，并划出最有远景的区域，以进行有成效的普查工作。截至目前为止，苏联已在全国范围内完成了比例尺为 1:1,000,000 的地质测量，而对一些主要的矿区还分别测制了比例尺为 1:200,000, 1:100,000 和 1:50,000 的地质图。

社会主义經济的有計划发展为广泛的开展普查找矿和勘探工作創造了条件，因此，苏联地质工作者得以在短时期内发現許多矿产产地，从而显著地扩大了各种矿产的儲量。

由于 1960 年在苏联境内进行了大量的地质测量、普查、物探和勘探工作，結果找到了一些新的矿物原料产地，扩大了已知矿床的范围，并且还发現了一些新的远景地区。特別是在石油、天然气、鉄矿和有色金属等方面所取得的成績更为卓著。

石油与天然气

1960 年共发現了 33 个新油田和 37 个新气田，同时在已知的油气田范围内又发現了 40 多个新的油气层。

在烏玆別克苏維埃社会主义共和国，土庫曼苏維埃社会主义共和国和西伯利亚等地的一些研究程度較差的地区发現了大型的油气田，这就改变了探明儲量的区域分布情况。基于新查明的油气儲量，目前許多共和国和地区均在兴建石油工业和天然气工业，而这些地区迄今所需的燃料均靠从外地輸入。

在土庫曼苏維埃社会主义共和国的卡拉庫姆砂层中发現了巨大的达尔瓦查-节阿格林气田，这一气田的发現具有特殊的意义。就儲量而言，該气田看来还将大于烏玆別克斯坦不久前发現的卡玆林气田。

在土庫曼，气苗分布广泛，同时在其中部和东部的許多地点又已获得工业天然气，因此可以对該共和国的天然气資源作出很高的評价。

在烏玆別克苏維埃社会主义共和国的西部，許多油气产地的工业价值已获証实。这一点除表明了卡玆林气田的巨大儲量之外，同时还証明了苏联中亚細亚各加盟共和国的地下蘊藏着大量的財富。

在哈薩克苏維埃社会主义共和国，大部分地质普查和勘探工作都集中在里海盆地、曼格什拉克半島和南外烏拉尔等地区。

位于恩巴河流域南部地区的肯基揚克油田是在 1959 年发現的，在扩大該油田远景的同时又发現了一个新的、出油量高的油田，并且还获得了有关曼格什拉克地区的远景資

料。

西伯利亚地区在石油和天然气方面获得了极为重要的成果。在西伯利亚烏拉尔山后的秋明省,发现了西伯利亚第一个有工业价值的油田——沙伊姆油田。在該油田自1,500米深处获得了輕油的油流。流量每昼夜从25吨到100吨。

在别寥佐夫含气区,发現了三个新气田,从而扩大了这一地区的远景。

在雅庫特自治共和国的烏斯特威呂斯克气田附近,发現有天然气噴出,每昼夜噴气量达50万立方米。

在巴什基尔、韃靼以及切切諾-印古等自治共和国及薩拉托夫省、斯大林格勒省、彼尔姆省、克拉斯諾达尔边区以及烏克兰和阿塞拜疆等地都发現了新的油气量甚高的产地,这些油气田的发現显著地扩大了这些地区的远景。

由于开展区域性物探工作的結果,在莫斯科附近发現了一些为松軟沉积物充填的深盆地,因此,可将該区列入普查油气田的远景地区。

鉄　矿

通过地质勘探工作,显著地扩大了我国最大的鉄矿带——庫尔斯克磁力异常区矿石的工业儲量和远景儲量。在这一区域内的别尔戈罗德省和奥尔洛夫省境内,对埋藏不深,适于露天开采的富鉄矿已完成了初步勘探工作。这类矿石在庫尔斯克磁力异常区各地的儲量总計可达20亿吨。在庫尔斯克磁力异常区的戈斯吉舍夫和雅科夫列夫两矿床,通过勘探已查明約30亿吨儲量。

在烏拉尔,斯維尔德洛夫斯克省,发現了新矿层,因而使北别斯昌内依矿床的远景儲量增长到两亿吨,这样就大大地扩大了北烏拉尔的矿石基地。

由于开展勘探工作的結果,作为西伯利亚两个冶金企业矿石基地的各矿床的鉄矿石儲量总和已达13亿吨。

在哈薩克斯坦,索柯洛夫矿床、卡恰尔矿床以及其他一些矿床的远景也都有所扩大。

在烏克兰,别洛泽尔斯克矿床已有一亿九千五百万吨富鉄矿石交付工业部門利用。

有色及稀有金屬、金矿和金鋼石

由于广泛地开展了普查勘探工作,在烏拉尔、北高加索、阿尔泰边区及烏兹别克和哈薩克苏維埃社会主义共和国等地都发現了新的銅矿床。此外,在全国各地还发現了許多其他有色金属和稀有金属矿床。

对西伯利亚的烏道康銅矿床已作出評价,但目前勘探工作仍在継續进行。

在克拉斯諾亚尔斯克边区,戈列夫鉛矿床的远景也有所扩大。在西伯利亚各动力枢紐地区进行着大量的地質勘探工作,以求找到生产鋁的新的原料产地。

在俄罗斯苏維埃联邦社会主义共和国的东部发現了数个砂金矿床,其中有些矿床已交付工业部門开发。

在雅庫特自治共和国,发現了一个新的含金鋼石极富的角砾云母橄欖岩岩筒。

在摩尔曼斯克省富鎳矿床的勘探工作已告結束。在烏拉尔和阿尔泰边区还发現了許多新的有远景的鎳矿床。

非　金　屬

在烏克兰的扎波罗日耶省，发现了伟晶岩矿床。这些伟晶岩对保証共和国南部各陶瓷厂和玻璃工厂对长石原料的需求具有重大的意义。

在摩尔曼斯克省，已結束了对蛭石（生产高效隔热材料的新原料）的勘探工作。基于該矿床已探明的儲量，正在建設一个大型的露天采矿場。

在亚美尼亚苏維埃社会主义共和国結束了对两个珍珠岩矿床的勘探工作。珍珠岩是生产高效隔热材料的貴重原料。在这两矿床上探明的珍珠岩儲量可以滿足苏联南部各地区的需要。

在俄罗斯苏維埃联邦社会主义共和国的欧洲部分，磷粉生产企业的原料資源已获扩大。許多矿床的勘探工作已告結束，而且以这些矿床为基础，正在筹划建厂。

在西西伯利亚早已发现的含磷盆地的范围扩大了，并且还在修建中的阿巴根—泰謝特鉄路的附近找到了类似的磷块岩。

在苏联的所有地区內都在广泛地开展着建筑材料的地質勘探工作，以保証各工业企业的建設得以就地取材。与此同时还在新的工业建設区，在生荒地、熟荒地、畜牧場和土壤改良区以及沿大河流的河谷和拟进行水工建設的地帶广泛地开展着水文地質和工程地質工作。

我們今年要做的事情都有哪些呢？毫无疑問，我們将进一步开展地質測量、普查、物探和勘探工作，以保証正在开发的矿物原料基地得以扩大和提前准备新的矿物原料基地，从而滿足生产的、建設中的和正在設計的企业的需要，同时还将准备探明必要的后备儲量。

为了提高地質勘探工作的效率，在矿产普查与勘探的实际工作中将更加广泛地采用科学和技术上的最新成就，高效率的鉆机和其他地質勘探設备，同时还将广泛地利用高效应的物探方法和仪器来直接普查矿产，首先是石油和天然气，而不必去預先进行鉆探和山地工作。

苏联地質工地者肩負着綜合研究苏联矿物原料資源的任务，找出并研究矿床的形成和分布的規律，确定各大区域的远景，以作为选择最有效的普查和勘探工作方向的基础。

〔苏联駐华大使館供稿〕

（刘銘銓譯　張肇元校）

ПЕРЕД НОВЫМИ ГОРИЗОНТАМИ

П. Антропов

(*Министр Геологии и охраны недр СССР*)

Богатые минеральные ресурсы СССР являются важной экономической предпосылкой дальнейшего развития промышленности и сельского хозяйства. Геологическое картирование территории СССР позволило обоснованно оценить большие площади и выделить наиболее перспективные регионы для эффективного проведения поисков. К настоящему времени завершено геологическое картирование всей территории СССР в масштабе 1:1000000, а для основных горнорудных районов составлены геологические карты в масштабах 1:200000, 1:100000 и 1:50000.

В условиях планового развития социалистической экономики, позволяющей широко развернуть поисковые и разведочные работы, советским геологам за короткое время удалось выявить много месторождений и резко увеличить запасы различных полезных ископаемых.

В результате проведения большого об "ема геологос" емочных, поисковых, геофизических и разведочных работ в 1960 году на территории СССР открыты новые месторождения минерального сырья, расширены границы ранее известных месторождений и выявлены новые перспективные районы. Особенно большие успехи достигнуты по нефти и газу, железным рудам, цветным металлам.

Нефть и газ

В 1960 году открыто 33 новых нефтяных месторождения и 37 газовых; на площади уже известных месторождений открыто более 40 новых залежей нефти и газа.

Открытие крупных нефтяных и газовых месторождений в малоисследованных районах Узбекской ССР, Туркменской ССР и Сибири изменило территориальное распределение разведанных запасов. На базе вновь выявленных запасов нефти и газа создается нефтяная и газовая промышленность в республиках и районах, в которые до сих пор топливо завозилось из других областей.

Особое значение имеет открытие крупного Дарваза-Зеаглинского месторождения газа в Туркменской ССР в Каракумских песках. По запасам газа это месторождение будет, по-видимому, крупнее недавно открытого Газлинского газового месторождения, расположенного в Узбекистане.

Широкое распространение газопроявлений и получение промышленного газа в ряде пунктов Центральной и Восточной Туркмении позволяют высоко оценить газовые ресурсы этой республики.

В западной части Узбекской ССР подтверждена промышленная газонефтеносность целого ряда месторождений, что наряду с крупными запасами газа Газлинского месторождения (несколько сот млрд м^3) свидетельствует о колоссальных богатствах, таящихся в недрах советских среднеазиатских республик.

В Казахской ССР основной об'ем геолого-поисковых и разведочных работ был сосредоточен в Прикаспийской впадине, на полуострове Мангышлаке и в Южном Приуралье.

Наряду с расширением перспектив выявленного в 1959 году Кенкиякского нефтяного месторождения, расположенного в пределах Южно-Эмбинского района, открыто новое высокодебитное месторождение, а также получены данные о перспективности площадей на Мангышлаке.

Наиболее важные результаты по нефти и газу получены в Сибири. Здесь, за Уральским хребтом, в Тюменской области открыто первое в Сибири промышленное месторождение нефти-Шаимское, где с глубины 1500 метров получен приток легкой нефти с дебитом от 25 до 100 тонн в сутки.

В Березовском газоносном районе открыто три новых газовых месторождения, расширяющих перспективы этого района.

В Якутской АССР, вблизи Усть-Вилюйского газового месторождения получен фонтан газа с дебитом 500 тысяч м^3 в сутки.

В Башкирской, Татарской, Чечено-Ингушской АССР, Саратовской, Сталинградской, Пермской областях, в Краснодарском крае, а также и на Украине, и в Азербайджане открыты новые высокодебитные месторождения нефти и газа, которые резко расширяют перспективы этих районов.

В результате региональных геофизических работ под Москвой обнаружены глубокие впадины, заполненные рыхлыми осадочными отложениями, что позволяет выдвинуть этот район в число перспективных для проведения нефтегазопоисковых работ.

Железные руды

В результате проведенных геологоразведочных работ значительно увеличены промышленные и перспективные запасы руд в крупнейшей железорудной провинции страны-Курской магнитной аномалии (КМА).

В Белгородской и Орловской областях этой провинции закончена предварительная разведка неглубоко залегающих богатых железных руд, пригодных для добычи открытым способом. Общие запасы таких руд по районам КМА доведены до 2 миллиардов тонн.

Запасы около 3 миллиардов тонн выявлены разведочными работами на Гостищевском и Яковлевском месторождениях КМА.

На Урале, в Свердловской области, в результате открытия новой залежи перспективные запасы Северо-Песчанского месторождения возросли до 200 миллионов тонн. Это значительно расширило рудную базу Северного Урала.

В результате разведки общие запасы железных руд по месторождениям, являющимся рудной базой двух Западно-Сибирских металлургических заводов, доведены до 1,3 миллиарда тонн.

В Казахстане расширены перспективы Соколовского, Качарского и других месторождений.

На Украине переданы промышленности для освоения 195 миллионов тонн богатых железных руд Белозерского месторождения.

Цветные и редкие металлы, золото и алмазы

В результате широко развернутых поисково-разведочных работ открыты новые медные месторождения на Урале, Северном Кавказе, в Алтайском крае, в Узбекской и Казахской ССР, а также ряд месторождений других цветных и редких металлов в различных районах страны.

Дана оценка Удоканскому медному месторождению в Сибири, где в настоящее время продолжаются разведочные работы.

Расширены перспективы Горевского свинцового месторождения в Красноярском крае. В районах энергетических узлов Сибири ведутся большие геологоразведочные работы по выявлению новых источников сырья для производства алюминия.

На территории РСФСР в восточных районах открыто несколько месторождений россыпного золота, часть из которых передана для эксплуатации.

В Якутской АССР обнаружена новая богатейшая по содержанию алмазов кимберлитовая трубка.

Закончено разведкой месторождение богатых руд никеля в Мурманской области. Обнаружен ряд новых перспективных месторождений никеля на Урале и Алтайском крае.

Нерудные полезные ископаемые

В Запорожской области Украины открыто месторождение пегматитов, имеющих важное значение для обеспечения полевошпатовым сырьем керамических и стекольных заводов юга республики.

В Мурманской области закончена разведка месторождения вермикулита-нового вида минерального сырья для производства высокоэффективных теплоизоляционных материалов. На основе разведанных запасов месторождения создается крупный карьер по добыче этого сырья.

Закончена разведка двух месторождений перлита в Армянской ССР. Выявленные запасы этого ценного вида сырья для теплоизоляционных материалов позволяют удовлетворить потребности южных районов страны.

В Европейской части РСФСР расширены сырьевые ресурсы действующих предприятий по производству фосфоритной муки и доразведан ряд месторождений, на базе которых намечается строительство предприятий.

Расширены границы ранее обнаруженного в Западной Сибири фосфоритоносного бассейна и выявлены аналогичные фосфориты в непосредственной близости от строящейся железной дороги Абакан-Тайшет.

Во всех районах Советского Союза широко проводятся геологоразведочные работы по обеспечению местным сырьем предприятий промышленности строительных материалов, а также гидрогеологические и инженерно-геологические работы в районах нового промышленного строительства, на целинно-залежных землях, пастбищах отгонного животноводства и в районах мелиорации земель, а также по долинам крупных рек и в зонах предполагаемого гидротехнического строительства.

Что же предстоит нам сделать в этом году?

Несомненно, мы будем заниматься дальнейшим проведением геологос'емочных, поисковых, геофизических и разведочных работ в об'емах, обеспечивающих расши-

рение существующих и заблаговременную подготовку новых минерально-сырьевых баз для действующих, строящихся и проектируемых предприятий и созданием необходимого резерва разведанных запасов полезных ископаемых.

Для повышения эффективности геологоразведочных работ в практике поисков и разведки полезных ископаемых будут шире использоваться новейшие достижения науки и техники, высокопроизводительные буровые станки и другое геологоразведочное оборудование, а также применяться высокоэффективные геофизические методы и аппаратура для прямых поисков полезных ископаемых, прежде всего нефти и газа, без предварительного проведения буровых и горных работ.

Перед советскими геологами стоит задача комплексного изучения минерально-сырьевых ресурсов страны, выявление и исследование закономерностей формирования и размещения месторождений полезных ископаемых, определения перспектив отдельных крупных регионов, как основы для выбора наиболее эффективных направлений поисковых и разведочных работ.

第41卷 第2期　　地 質 学 报　　Vol. 41, No. 2
1961 年 9 月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　Sep., 1961

論伟晶岩的成因

E. И. 涅菲多夫

伟晶岩是一个最有意义而又难以捉摸的地质体。虽然人們从很久以前就开始研究它，但是，直到目前为止关于它的成因，特别是关于它的生成过程却还沒有提出一个完全可以使人置信的假說。

伟晶岩的研究史和有关它成因的基本假說，現已为許多地質人員所熟知。由于这种原因，作者不想再重复闡述这方面的問題。

本文的目的在于使研究伟晶岩的地質人員注意这样一个問題，即伟晶岩不仅能在系統冷却时形成(这是現实的看法)，而且也能在温度升高的过程中形成。

作者认为，在系統中液态和固态这两个不稳定相間的分子交換过程，对伟晶岩的形成起着主要的作用。

作者关于伟晶岩成因的观点，主要是基于对外貝加尔区阿东-乔朗伟晶岩脉的研究而提出来的。1934—1937 年間作者曾对該伟晶岩脉做过詳細研究，并于 1953 年在那里再度进行工作。

阿东-乔朗花崗岩岩体系由許多侏罗紀小侵入体构成，产于古生代的砂质頁岩岩层内。岩体在地面上的直径約为 6 公里左右。

岩体一般出露良好，大部分为斑状粗粒黑云母花崗岩。在岩体中部直径約 1 公里的地段，出露有較晚期的細粒花崗岩。

斑状花崗岩內有許多为細粒花崗岩內所沒有的伟晶岩脉和細晶岩脉。

在斑状花崗岩接触带內砂质頁岩已角岩化。在該接触带的个别露头处，角岩含有长石变斑晶。正如研究所証明，这些变斑晶的結构与花崗岩內斑晶的結构相似。在上述两种条件下，斜长石晶体都是多环带的奥长石—中长石，且晶形特征明显。这些晶体含十来个成分不同的条带。每一条带均由同样的細带組成。鉀长石晶体不論在花崗岩中或角岩中都含有相同的鈉长石条紋嵌晶和黑云母、石英包体以及較少見的鋯石包体。

由于角岩中的长石变斑晶和花崗岩中的斑晶两者性质相同，所以作者推測它們的生成方式是相同的。因为角岩中的长石变斑晶只能为交代生成，所以花崗岩中的斑晶也应当是交代生成的。

应当注意的是，斑晶往往占据花崗岩体积的 60—70%，因此可以认为花崗岩完全是由交代作用生成的。

細晶岩脉，就其成分和性质来看，它与細粒花崗岩很相似。这可以使我們推測出，它們在成因上具有共同性。

在斑状花崗岩中，細晶岩脉为規則的岩墻和复杂的似岩株状体。就它們与伟晶岩脉的相互关系来看，后者年代为早。这里見到的有伟晶岩脉被細晶岩脉所交錯的現象以及

在巨大的細晶岩岩株中有伟晶岩殘余体。同时，交切巨大的石英晶体和正长石晶体的細晶岩脉也从伟晶岩穿过。另一方面，在某些細晶岩岩墻内发現有較晚期生成的伟晶岩細脉。

在斑状花崗岩中有大量的伟晶岩脉，共計达数百条之多。在角岩中很少見有伟晶岩脉。如上所述，在岩体中部的細粒花崗岩中也沒有伟晶岩脉。

伟晶岩脉的規模不大，沿走向通常不超过几米。只在个别情况下見有沿最大走向延伸达40米的岩脉。

岩脉的形状不規則，通常为似岩株状体，很少有为許多岩枝組成的透鏡状体。但发現有厚度不大、傾斜甚陡而近垂直的管状体。

应当指出的是，在花崗岩中产有伟晶岩岩枝，其方向与花崗岩节理裂隙方向一致。在某些情况下，岩枝沿两个交錯裂隙方向发育。

从这里可以看出，在花崗岩中伟晶岩占据了一定的空間位置。这一点对伟晶岩的生成具有很大的作用。

伟晶岩脉的构造頗为复杂，呈多带状构造。岩脉的外带位于和花崗岩接触的地方，主要是細晶岩。深接触的是文象花崗岩带，然后是由粗晶到巨晶的伟晶岩。在个别一些較大的岩脉中有石英和鉀长石块段。在較少数的岩脉中有鉀长石的鈉长石化現象，并且有鈉长石带。伟晶岩脉的电气石化現象不多，有时与电气石化同时，生成有电气石的单矿物带。

在含有鈉长石和电气石的岩脉中，发現有巨大的伟晶岩晶洞。

在不同的岩脉中，細晶岩外带的厚度不等，一般为2—15厘米。同时，除岩脉的下盘外，在同一岩脉内，外带的厚度总是相当稳定的。在已追索过的岩脉下盘，細晶岩带的厚度达2米以上。

在个别的岩脉中，見到有細晶質岩石的細脉。这些細脉有的伸向斑状花崗岩，有的伸向岩脉的内部，即伸向伟晶岩。

在某些岩脉中往往沒有文象花崗岩带，而在另一些岩脉中却非常发育。在个别岩脉中，石英斑晶的大小具显著的变化，即从接触带向岩脉内部由較大的斑晶变成較小的斑晶。有时，文象花崗岩带沿走向尖灭。

伟晶岩带在絕大多数岩脉中均极为发育。这里值得注意的是，在以鉀长石为主的伟晶岩中，大的自形石英晶体通常呈横向发育。

在大型脉中見到的石英和长石的集块，均具有和伟晶岩类似的那种粗大的結晶构造。

鈉长石带产于大的伟晶岩晶洞中，它往往呈交錯的岩枝和細脉自該晶洞向其它岩脉带和毗邻的花崗岩带伸展。在較大的伟晶岩体的下盘上，发現位于伟晶岩晶洞下部的細晶岩带有很強烈的鈉长石化作用。

电气石带只見于某些岩脉中。它的分布情况与鈉长石带相似，并有时与后者一起共生。

較大的伟晶岩晶洞仅在少数岩脉中发現，一般均与显著的鈉长石化伴生。晶洞往往位于伟晶岩体的下部，即位于伟晶岩的下盘。在晶洞壁上生有墨晶、螢石晶体、鈉长石、电气石晶簇，有时还有黄玉和綠柱石晶体。这些晶体通常均为絹云母的細晶疏松集合体所

复盖。

应当指出的是,重量达 20 公斤和 20 公斤以上的墨晶只見于伟晶岩晶洞的上表部,幷朝下呈垂直方向发育。此墨晶是伟晶岩带中的那些大石英晶体的延續。在晶洞上壁的石英晶体空隙間生成由鈉长石晶簇組成的厚壳。这个鈉长石厚壳則产在蝕变鉀长石之上。在晶洞的下部有为絹云母层所遮盖的小的墨晶和螢石晶体。

在晶洞壁上及其附近的伟晶岩地段,溶解作用,特别是对石英的溶解作用表現非常显著。在一些岩脉中发現有石英斑晶全部被淋濾的文象花崗岩地段以及接触带中的多孔状細晶岩,其中石英已被溶解。在某一岩脉的接触处見有石英的淋濾,发生在附近的斑状花崗岩內。此时,鉀长石已局部遭受鈉长石化,斜长石变成細晶絹云母集合体,而在晶洞內,即在有石英的地段內析出了白云母鱗片,鈉长石、电气石和螢石等小晶体。

由于溶解作用的結果,伟晶岩晶洞被許多切割伟晶岩带的裂隙状空洞所复杂化。

在伟晶岩晶洞內大的石英晶体的結构是复杂的。它的內部为半透明的裂隙状石英,这部分約占晶体体积的一半以上,幷且它与伟晶岩带中的石英相似。沿晶体裂隙曾发生石英的溶解作用,然后它第二次再沉淀(充填)。在这类石英中含有大量的微小孔洞。这些孔洞主要位于已充填过的裂隙中。晶体的外部为不含裂隙和包体的一种墨晶。从前这种石英作为开采的对象,被采矿人員运往中国用来制造墨鏡。

虽然研究了阿东-乔朗伟晶岩脉,但是从現代各假說的观点来看,对其成因問題作者还找不到更为令人滿意的解释。

在伟晶岩的岩浆成因說方面,人所共知的矛盾,首先是解决岩脉所占的空間問題。而对此矿区来說,这一問題就显得格外突出。那些規模不大的、形状复杂的岩脉都具有許許多多的特点。这些特点之一就是它們从花崗岩那里为自己爭夺了一定的空間。这一点已由管状枝脉和与花崗岩节理裂隙方向一致的、形状复杂的那种岩枝的存在,而无可爭辯地証实了。从岩浆說的观点出发,是伟晶岩脉填充了已有的孔洞,幷在此孔洞內冷却結晶。

另一个重要的矛盾,是在許多岩脉中有較大規模的热液蝕变現象。在伟晶岩熔融体正常結晶的情况下,显然里面含水不多,不可能有如此大量的热液矿物,特别是鈉长石沉淀出来。

接触带中的細粒岩石被伟晶岩所強烈交代的現象,也还正在探討中。用在已冷却的晶洞壁上熔融体結晶較快的說法来解释这种現象,是不能完全令人信服的。尤其是对在阿东-乔朗伟晶岩內所发現的,其为接触带中小的細晶岩脉所穿插的現象,就更解释不通了。

当有人試图从热液交代說的观点来解释伟晶岩成因的时候,也产生了同样不可調和的矛盾。热液交代說的拥护者,把最初呈細晶岩或独立存在的那些伟晶岩,均視为由殘余熔融体形成的。从这方面来看,他們所持的观点与前面所提到的假說是沒有区别的。他們認为,在地質作用持續进行的时候,有一种深处生成的溶液通过伟晶岩体,而这种溶液能够以热液交代方式使原来的岩石产生蝕变。这一过程通常被認为是在开放系統內发生的。

这种假說的弱点,就在于所通过的溶液只在伟晶岩內引起蝕变。事实上,伟晶岩附近的花崗岩同样也有这种溶液流过,但未发生变質。溶液可使伟晶岩強烈蝕变,当通过矿物

成分与伟晶岩相似的花崗岩时，就沒有化学活泼性，这种說法是很难令人信服的。

如果把阿东-乔朗伟晶岩看成不是孤立的，而是与斑状花崗岩、細粒花崗岩及細晶岩脉同一存在的話，那么即可作出下面的推論：伟晶岩只产在斑状花崗岩內，并不产于岩体中部的細粒花崗岩中。同样，細晶岩也只見于斑状花崗岩內。对伟晶岩而言，細晶岩的时代較新，并在个别岩脉內明显可見，显然是由伟晶岩生成的。

就斑状花崗岩与岩体中部之細粒花崗岩的关系来看，前者生成較早。这两种花崗岩組成統一的岩体。細粒花崗岩在成因上只能是斑状花崗岩的同属，与后者在同一旋迴中形成。假若两者都是独立的侵入体，那么后者未必就能生在斑状花崗岩的中部，而可能沿虛弱地段，特别是沿斑状花崗岩与砂質頁岩接触的地方，为自己找到通路。

根据上面所指出的斑状花崗岩的交代性質，只能把細粒花崗岩看成是侵入岩。斑状花崗岩可能是在侵入的花崗岩体周围形成的那个外交代带。

目前，对花崗岩侵入体的生成过程研究得还很不够。但是，除机械侵入活动外，必须看到熔融体（岩浆）对围岩頂板的积极作用，这种作用可把后者重新熔融。与此同时，在条件良好的情况下，即当温度較高时，于熔融体的上部可以形成围岩蝕变带。

可以認为，阿东-乔朗岩体的侵蝕截面穿过岩体的上部，于此斑状花崗岩构成了一个交代蝕变的、花崗岩化了的岩带，而岩体中部的細粒花崗岩是由熔融体結晶而形成的花崗岩。

伟晶岩只存在于斑状花崗岩中的这一事实，可以看成是伟晶岩在时代上早于細粒花崗岩生成的标志。同时，它又說明，随着斑状花崗岩的重新熔融，与花崗岩共生的伟晶岩也不断遭到破坏。在这种情况下，伟晶岩就成为这样的一种地質体，它的一部分与交代花崗岩同时生成，而另一部分則晚于交代花崗岩生成。如果說伟晶岩与交代斑状花崗岩的年代大致相同的話，那么它們很可能都是由熔融体生成的。

若是注意观察花崗岩岩浆侵入活动的特点，就可推导出伟晶岩是在增温过程中形成的。我們假設在这个斑状花崗岩或角岩岩层內已經具备了良好的温度条件和供热液交代岩石的其他条件，那么在这样的岩层內，随着岩浆向上复岩层侵入，温度必将經常不断地增高，直到岩浆达到岩层頂部为止。因此，这里的斑状花崗岩及与其共生的伟晶岩则将重新发生熔融。

在这一过程中，从溶液中首先沉淀出来的是比較低温的矿物，然后是高温矿物。当到达临界温度后，水溶液将变成流体。可以預料到的是从流体中同样也会有矿物析出，但这些矿物已組成性質完全不同的一些岩石。

当伟晶岩地段温度較高时，可发生岩石熔融，但由于存在大量溶液，伟晶岩的熔融作用要略早于整个地区的熔融作用。在熔融作用継續发展的过程中，所有伟晶岩体和附近的花崗岩地段都可能随着局部小岩浆源的生成而熔融。此类小岩浆源在侵入体侵入时互相汇合。

在此层位，岩浆的侵入活动必然会停滞下来。这样，我們就将在上复岩层內找到所有各个阶段生成的伟晶岩。在靠近已結晶的侵入体附近及伟晶岩地区，将分布有小的岩浆源。这些小岩浆源必然結晶成与侵入体上部岩石相似的岩石。在略高的层位上，此岩浆源內一定存在伟晶岩的殘余体。在更高的层位上，为局部遭受熔融的伟晶岩脉和未遭受

熔融的岩脉，但由流体形成的岩带非常发育。再向上是流体带很不发育的伟晶岩，然后是完全由先为高温、后为低温的溶液沉淀而生成的岩脉；継續向上，則为单矿物石英脉及其它低温岩脉。

这就是在升温时，伟晶岩形成的过程。但是，当岩浆侵入活动終止以后，温度开始逐漸下降和熔融体开始冷却，然而溶液仍然可以継續从深部层位向上侵入。因为在这些溶液中仍然保持着析出矿物的温度及其它条件，故可以継續形成伟晶岩。可是这个作用現在是往相反方向进行，較晚期的溶液温度比較低，并且从其中析出的矿物将依然从較高温到低温的順序晶出。溶液成分也随温度的下降而改变。这一点从析出的矿物性質上可以反映出来。

上面所談的生成过程，作者主要是根据观察伟晶岩和細晶岩間的关系、两者与花崗岩的关系以及阿东-乔龙伟晶岩各带間的关系而得出来的。

实际上，如果岩体中部的細粒花崗岩是由熔融体結晶的岩石，那么与其相似的細晶岩脉岩石和伟晶岩的細晶岩带岩石同样也可能由熔融体生成。在大的細晶岩脉中，发現有伟晶岩脉的殘余体。伟晶岩的外带为細晶質岩石，从它与伟晶岩的关系来看，其生成时代較早，并在伟晶岩中呈交錯細脉产出。所有这些事实都說明，在細晶岩和伟晶岩体的外細晶岩带形成以前，伟晶岩已經基本上形成了。倘若細晶岩和伟晶岩的外細晶岩带是由熔融体形成的，那么形成伟晶岩的那种作用必定是在温度逐漸升高的条件下进行的。它应当經过各种不同的生成阶段（从較低温直到流体）。同时，伟晶岩体应当是从里往外，由依次交代周围花崗岩的方式而形成。岩脉中部应当由比較低温的矿物組成，而外部則由較高温的矿物組成。

在阿东-乔龙的某些伟晶岩脉中，发現有生成較晚的、主要由鈉长石—电气石以及沸石組成的岩带。它們切割所有上述各带（包括細晶岩外带），并貫穿附近的花崗岩。这些岩带通常被視为是在岩浆侵入活动的結束期，即在温度逐漸下降的阶段生成的。

譬如說，阿东-乔龙伟晶岩的形成过程就有两种。一种过程是所謂早期的。它在温度逐漸增高的条件下，发生在原生岩浆侵入活动发育的阶段，即在交代花崗岩的形成阶段。把这一类型的形成过程，称为形成伟晶岩的进化类型，并且这一过程导致形成一般的、所謂簡单的伟晶岩。第二种过程是在温度逐漸下降的条件下，发生在侵入活动发育的退化阶段，即在花崗岩岩浆的結晶阶段。这一类型的形成过程，可称为伟晶岩形成的退化类型。它导致形成晚期的、主要是鈉长石化的岩带和形成所謂复杂的伟晶岩。

上述的伟晶岩形成过程，在某种程度上也可以把它用来解释在围岩中非孤立产出的伟晶岩墻和伟晶岩脉的成因。但是，这一形成过程却不适用于解释那些孤立存在的岩体。而在阿东-乔龙伟晶岩中，就有这种孤立存在的伟晶岩体。

如上所述，在这些岩脉中有时发現有伟晶岩晶洞，而鈉长石化、电气石化及其它低温作用等均表現明显。在这些岩脉内，伟晶岩晶洞与热液矿物的相对容积是很大的，因此在封閉过程中，这些矿物能从伟晶岩岩浆中析出。另一方面，看不到这些矿物和晶洞由所通过的溶液作用而形成的那种标志。所以，造成这样一种印象，仿佛孤立的伟晶岩体是在封閉的系統中由溶液作用而形成。

如果溶液能够重新分解周围的花崗岩，并在封閉系統中由溶液作用而形成孤立的伟

晶岩体的話，根据作者的看法，只有当液相和气相之間非均衡地进行分子交换的时候才有这种可能。

在閉合的三相物理-化学系統中，若压力和温度保持一定，便可产生均衡状态。同时，在低于临界温度的温度間隔内水溶液（液相）和蒸气（气相）被所溶解的固相物質飽和。在此系統中，在液相和气相之間必定存在分子交换，因为在这种物質状态下分子具有很大的活动性。并且参与交换的不仅是溶剂，还有溶解的物質。为了得到理想的均衡系統，分子交换就必須均衡进行。

作者認为，形成伟晶岩的条件下，液相和气相之間不可能有均衡的分子交换。水溶液和气体溶液的复杂的化学成分，它們不同的物理性質，不同的三个相接触表面間的数量关系及其它因素，都将能和必定能改变分子交换的均衡。

同时，受温度和压力調节的溶剂的分子交换必定是均衡的。被溶解物質的分子交换与其不同，这因为被溶解物質能以不同的方式溶解于液相和气相，并在其中形成各种化合物，所以，能量不同和分子性質也不同，因此，分子交换就不可能是均衡的。

由于溶解物質不均衡的分子交换，結果，必定发生一个相过飽和，而另一个相未飽和的現象。过飽和相这时将把溶解的物質呈矿物形式沉积出来，而未飽和相就要溶解晶洞壁一直到本身飽和为止。这里应当注意到的是作用进行的时間較长，甚至对分子交换的均衡稍加破坏就可以使大量固相物質重新結晶。溶剂（水和其它揮发組分）在这种作用中将为难溶組分起运輸作用，它的体积相对来說可能是不大的。重新結晶的固相物質的数量主要取决于时間因素，即取决于作用的延續时間。

从能量方面来看，物質的再沉淀作用借助分子的非均衡交换，不应当引起什么困难。如果不考虑由于較大晶体的形成，而产生的能量有少量过剩的話，相互补償的溶解能和結晶能实际上相等。

如果注意到作用进行是非常緩慢的話，那么在已溶解区和結晶区，即使不大的温度变化也会被花崗岩的大量热能、导热性以及借助液相和气相的变化所抵消。

看来似乎在分子交换时，气相定会把比它从液相得到的更多的溶解物質让給液相。气体分子的动能大于液体分子的动能。此外，液相分子本身可能比較复杂、比較大，活动性也比較小。但是有可能在伟晶岩形成的条件下，物質的轉移是逆向进行的，即由液相往气相轉移。在作用过程中矿化剂起着特殊的作用，它們能形成气体化合物，例如氟化矽。伟晶岩晶洞于岩脉下部的特殊位置和較大晶体在晶洞上壁生长发育，所有这些現象都完全証明，沉积的物質是由气相作用造成的。

在超临界温度的范围内，对分子交换来說条件显然是不利的。但是，也可能当物質呈流体状态时，在它的各部分之間具有非均衡的分子交换。复杂流体溶液的性質还不清楚。流体，它既不是液体，也不是气体。可能，重力在一定的程度上对它有着影响。当晶洞壁加湿均勻和不存在对流的情况下，在晶洞下部的流体密度可能較高。这时也可能在流体内，根据分子量的关系发生溶解物質的分层作用。这些因素可能使复杂的流体溶液发生水平的分层作用。在这种情况下，在流体的不同部分之間就能进行非均衡的分子交换。因此，也就有可能在不同的方向发生固相的（花崗岩）重新沉淀。

假如在液相和气相之間（以及在分层的流体内），能存在溶解物質的非均衡分子交换

的話，那么就有可能借助溶液在封閉系統中形成孤立的伟晶岩体。尤其是溶解物質重新沉淀的这种过程，在部分开放伟晶岩系統和其它成脉作用中，以及在岩石变質作用时，都能起着很大的作用。

如果作者的論点有錯誤，花崗岩不可能由于非均衡的分子交換作用而重新沉淀为伟晶岩，那么关于孤立的伟晶岩体的成因問題，仍然要依靠这个办法来解决。因为这样的伟晶岩体只有在封閉系統中，由于相当少量溶液的作用才能形成。

（王貴安譯 欒祖謙校）

第41卷 第2期 地 質 学 报 Vol. 41, No. 2
1961年9月 ACTA GEOLOGICA SINICA Sep., 1961

对影响高强度鑽粒鑽进速度的主要因素的研究

技术科学副博士 M. B. 加古林

在坚硬和极坚硬的岩石中，很早就已采用鉆粒鉆进法来进行勘探和尅取矿心，虽然对此法进行了广泛的研究，但鉆进效果仍无显著提高。这主要是因为使用鉄砂鉆进，而鉄砂在坚硬岩石中的鉆进效率每台班进尺平均为 0.6—1.3 米。这种效率不能满足鉆探工作中日益增长的需要。用鉄砂鉆进所取得的指标不高，并稳定地保持了很长一段时間，指标增长速度极为緩慢，这都是降低鉆探成本的主要障碍，同时，也説明鉄砂鉆进速度进一步提高的可能性不大。在庫尔斯克磁力异常区对极坚硬岩石（$f=16—18$）用鋼粒鉆进試驗表明：即使不用最优规程[1]，鋼粒鉆进也比鉄砂鉆进优越得多。用适当的鉆进操作規程时，強度大的鋼粒无疑能保証較高的鉆进指标。但是，对鋼粒鉆进操作規程問題的研究尚做得不够。

在克馬魯得联合企业的古物金（Губкин）矿山进行了大量的試驗工作，以便查明影响鉆粒鉆进速度的主要因素的特性和确定用高強度鉆粒（切制鋼粒和鋼球）鉆进的合理操作規程。鉆粒鉆进时对孔底岩石破碎过程的研究，得出以下关于孔底岩石破碎的基本原理。

鉆粒在未变成粉屑以前，不論呈何种形状都能在孔底破碎岩石。

在鉆进过程中对鉆粒起作用的主要有四种力：1）軸向荷重；2）圓周应力；3）离心力；4）冲击荷重。在这四种力的作用下，就能破碎孔底岩石。

軸向荷重通过有用鉆粒传到孔底岩石，并在鉆粒和岩石接触的地方（鉆粒与孔底岩石接触面积很小，只占孔底总面积的百分之几）产生应力，这种超过岩石強度极限的应力，通过其分离的方式在接触处破碎岩石，而鉆粒受圓周应力和离心力作用沿孔底移动，这就能使岩石在这些力的作用方向下发生破碎，并且，鉆头壁的厚度愈大，离心力作用就愈強。

岩石破碎的強度取决于应力値及其在岩石中所形成的速度。对岩石的压力愈大，轉数愈多，应力值就愈大，应力达到岩石強度的极限也就愈快。上述参数增长的限度取决于鉆粒的质量和尺寸、鉆头的材料和壁厚以及鉆头水口的形状和尺寸、冲洗规程、孔底投砂法和所鉆岩石的物理机械性能。岩石愈坚硬，破碎它的应力就应当愈大。鉆进时鉆头对鉆粒的撞击能在岩石中形成較強的应力，因而使岩石发生強烈的破碎。冲击荷重作用的效率取决于下列因素：如，荷重值、鉆头壁厚、鉆粒对岩石的研磨时間及鉆粒強度。

根据这些基本原理，在鉆进操作过程中对鉆粒破碎岩石的強度起重要影响的主要因素有如下几点：

1. 鉆粒的质量和尺寸；
2. 鉆头所受的单位压力；

3. 附加外部荷重的速度(鉆具轉数);

4. 鉆头的材料和壁厚以及鉆头水口形状和尺寸;

5. 鉆粒鉆头的直径;

6. 冲洗規程和孔底投砂法;

7. 所鉆岩石的硬度。

鉆粒的質量和尺寸对鉆进速度的影响

我們用一般的鉄砂、經过热处理的鉄砂、切制鋼粒和鋼球进行鉆进。旧奥斯科尔机械厂的鉄砂直径为 3—4 毫米,抗压試驗时每顆鉄砂的負荷达 500—800 公斤,而經热处理的鉄砂的負荷則增至一倍半。圓柱形鋼粒是用鋼縄(苏联国家标准 ОВС ГОСТ 1546—42)切制的。

根据該厂的資料这种鋼縄的化学成份百分率如下:

碳——0.65—0.75;	錳——0.30—0.60;	硅——0.17—0.37;
鉻——0.10;	硫——不大于 0.03;	磷——不大于 0.035。

鋼粒在廻轉式电炉中进行淬火,温度为 920—950℃,在油中回火,温度为 200—250℃。抗压試驗时鋼粒的抗压应力如下:

鋼粒直径(毫米)	一顆鋼粒的抗压应力(公斤)
3.6	2,200
3.0	1,600
2.0	700—900

試驗工作表明,在其它条件相同时,鋼粒鉆进效率比鉄砂鉆进效率平均高 50%,而鋼粒的消耗量却比鉄砂的消耗量減少 91—93%。

鋼粒直径从 2 毫米增至 3.6 毫米,純鉆进时間的鉆进速度也随之增长,而每米进尺的鋼粒消耗量却減少(图 1,2)。

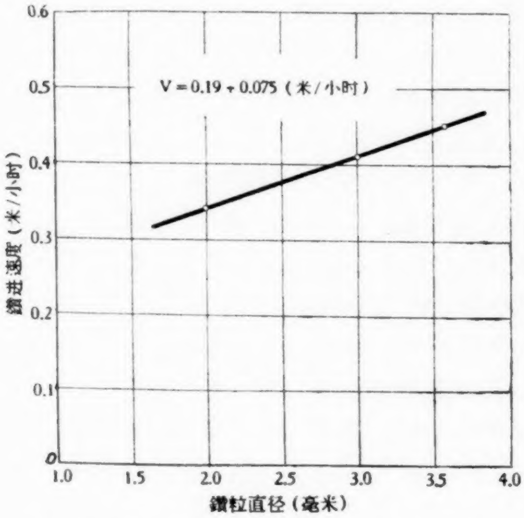


图 1 根据鋼粒直径不同鋼粒鉆进速度的变化

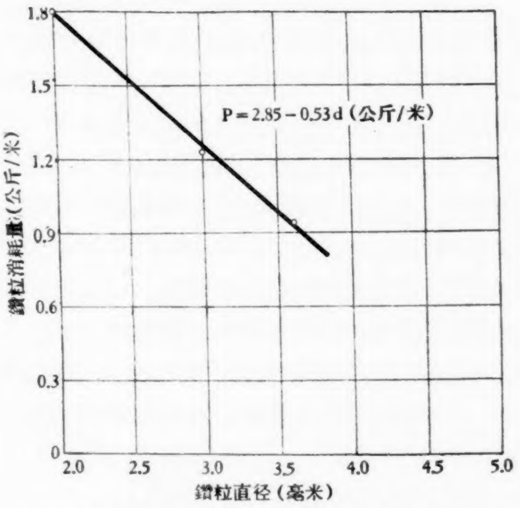


图 2 根据鋼粒直径不同鋼粒消耗量的变化

这是因为直径大的鉆粒的抗压強度大，并能在孔底經受較长时間的研磨作用。

用一般經过热处理的鉄砂和鋼粒鉆进时，使用了“BЖP”型鉆机，鉆粒鉆头的直径为110毫米，用“CT-3”号鋼制成，壁厚8—10毫米。鉆进規程如下：鉆头工作底面上的单位压力——12—18公斤/厘米^2，鉆具轉数——每分鉀200轉。

直径4毫米的鋼球抗压負荷达4000公斤。

鋼球鉆进时使用了БСШ（齿輪鉆机）和ПБС-2T（烏赫丁工厂的地下鉆机[2]），鉆粒鉆头用40XH号鋼制成，壁厚12毫米。

用強度和硬度大的鋼球鉆进时，可以使用快速鉆进規程（鉆头工作底面上的单位压力达100公斤/厘米^2，鉆具轉数每分鉀达400轉），鉆进速度达2.5米/小时，这比用鉄砂鉆进的速度約快6倍，比鋼粒鉆进快1—2倍。同时，鋼球的消耗量每米进尺为0.2公斤或为鉄砂消耗量的1%；而鉆头的消耗量为1.5—2厘米/米或为鉄砂鉆进时鉆头消耗量的15—20%。

应該指出，鋼粒鉆进时由于轉数的增加，鉆进速度还可能継續地提高。

鋼球鉆进过程中岩心的直径是均等的（8—10毫米），提取的岩心完整无損。

鉆进时由于鋼球消耗量小，在鉆孔中就不积有殘屑，因此，殘屑淤塞和鉆具脱落事故可完全消灭；与鉄砂鉆进相比較，冲洗液量減少66.7—80%，功率消耗量減少33%。

单位压力对鉆进速度的影响

孔底压力是影响鉆进速度的主要因素之一。

根据我們所进行的研究工作，可以确定最优的孔底单位压力和此压力对鉄砂、鋼粒和鋼球鉆进速度影响的性質。此时，使用了“CT-3”号鋼制成的壁厚为10毫米的、“CT-6”号鋼制成的壁厚为14毫米的和“CT-40XH”号鋼制成的壁厚为12—14毫米的鉆粒鉆头。

試驗工作表明：

1. 在鉆头工作底面上单位压力增大到一定限度以前，都能观察到各种鉆粒鉆进速度随着压力的增大而按比例增长的情况（图3,4）。

2. 单位压力增大的限度取决于：

（1）鉆头的鋼材和壁厚；

（2）鉆粒的材料、質量和直径；

（3）所鉆岩石的堅硬度。

3. 对鉄砂來說，单位压力增至25—30公斤/厘米^{2}以前，能見到鉆进速度成比例的增长（图3）。

4. 对直径为3.2毫米的鋼粒來說，单位压力增至40—45公斤/厘米^{2}以前，能見到鉆进速度成比例的增长，而对直径为2毫米的鋼粒來說，此种按比例增长情况是在单位压力

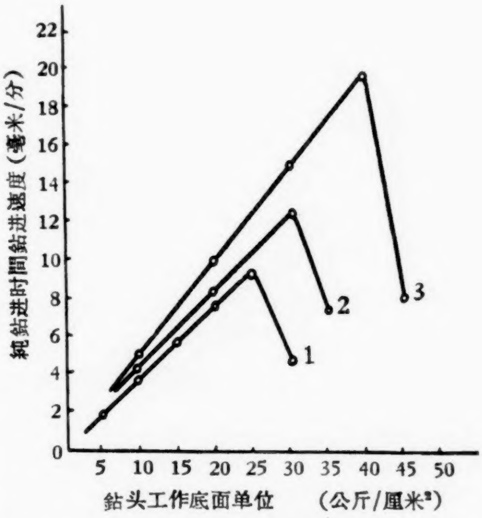


图3　鋼粒鉆进速度与鉆头工作底面单位压力的关系

增至 30 公斤/厘米² 以前出現的(图 3)。

5. 对鋼球而言，单位压力从 20 到 40 公斤/厘米² 之間，方能出現鉆进速度按比例增长情况；而当单位压力継續增大到 100 公斤/厘米² 以前，在采用各种轉数的情况下鉆进速度的增长都比单位压力的增长要快(图 4)。

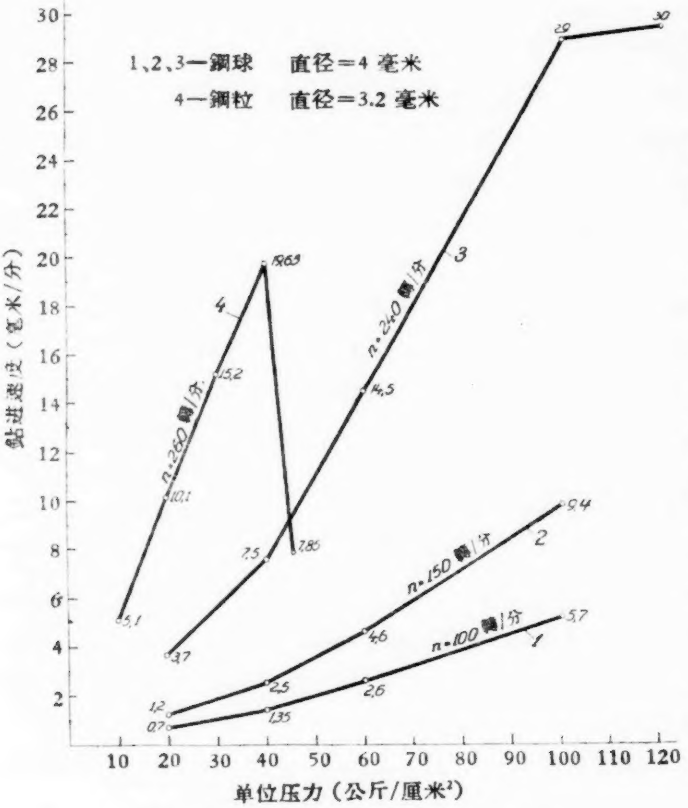


图 4　鋼球鉆进速度与单位压力的关系

6. 超过孔底最优单位压力能使鉆粒遭到強烈的破碎，由此而引起鉆进速度的急剧下降。

鉆进速度随孔底单位压力的增大而增长的情况很容易与鉆粒破碎岩石的过程相联系。

如上所述，鉆粒鉆进时效能高的鉆粒就切入(压入)岩石内，并沿鉆头旋轉方向在整个的环状底面上破碎和尅取岩石。而鉆粒压入岩石內的深度则取决于孔底单位压力、鉆粒的尺寸和質量、鉆头的鋼材以及岩石的抗压力。

鉆具轉数对鉆进速度的影响

根据我們所进行的研究工作，可以确定出鉆具轉数对鋼粒和鋼球鉆进速度的影响。这一影响的性質是不同的。

鋼粒鉆进时，鉆具的轉数每分鐘为 150,170,200,260 轉，而鋼球鉆进时每分鐘为 100,150,240,400 轉。

試驗工作表明，鋼粒鉆进速度和鉆具轉数間具有直綫关系(图 5)，此直綫关系可用方程式表示出来：

$$v = 0.04 + 0.00117n, \text{米/小时}, \quad (1)$$

式中 n——鉆具轉数。

图 5 上的直綫是根据直径 2 毫米的鋼粒鉆进情况作出的，当时鉆头工作底面上的单位压力为 16 公斤/厘米²，鉆头的材料为“CT-3”号鋼，壁厚为 9—10 毫米。

鋼球鉆进时，随着轉数由每分鐘100增大到 150 轉时，鉆进速度接近于平方增长，

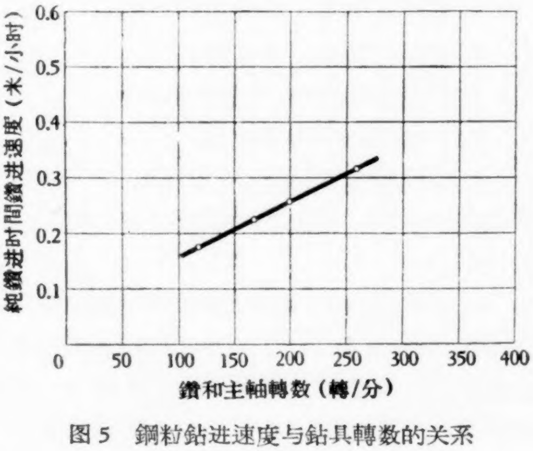


图 5　鋼粒鉆进速度与鉆具轉数的关系

轉数每分鉀由 150—400 轉間，即使采用各种不同数値的单位压力，鉆进速度的增长将超过平方增长(图 6)。

这种現象是由于鉆具高速旋轉时产生了能引起鉆头对鉆粒撞击的振动作用而形成的。这种撞击有助于在岩石中形成附加应力，并使岩石发生較強烈的破碎。

鉆进速度随着鉆具轉数的增加比随单位压力增加要快一些(图 4,6)。

轉数增加时鉆进速度的增长可能与孔底岩石破碎的机械作用有关。

鉆具旋轉时，鉆头与鉆粒之間以及鉆粒和孔底岩石之間产生摩擦力。借助这种摩擦力，鉆粒便可沿着环形孔底运动。鉆头轉数愈大，鉆粒运动得就愈快，破碎和尅取岩石的速度也就愈快，因而岩石鉆进速度就更快。此外，随着轉数的增加，孔底冲击荷重也有所增长，这种荷重可加速岩石的破碎。

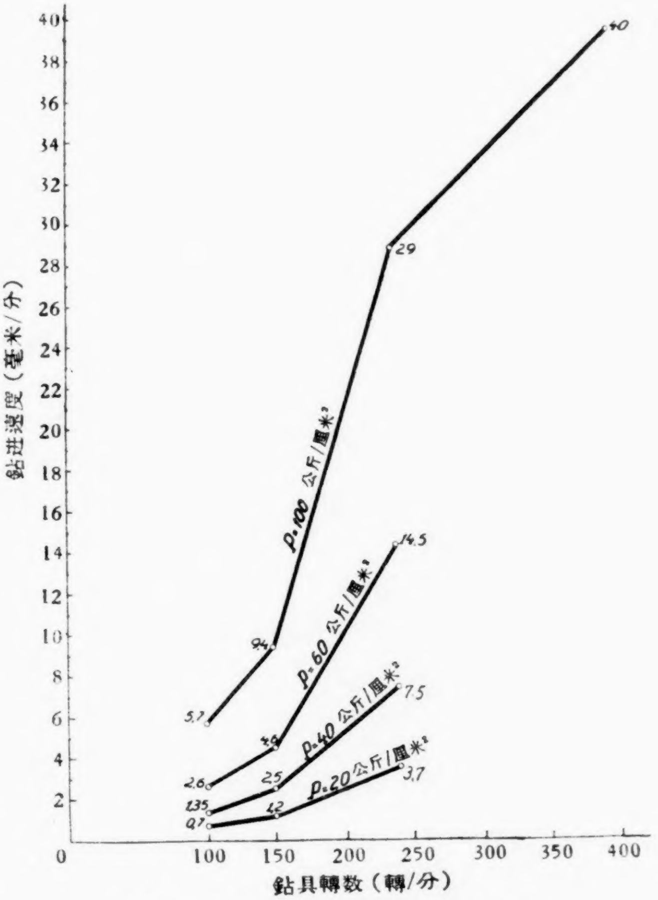


图 6　鋼球鉆进速度与鉆具轉数的关系

由于孔底岩石和鉆粒之間有摩擦力以及鉄砂和鋼粒鉆进时可能发生鉆粒阻塞的緣故，鉆进速度的增长比鉆具轉数的增加要緩慢一些。

考虑到鋼粒的強度、鉆头与鉆粒之間以及鉆粒与孔底岩石之間的摩擦力較大，可以預測，鋼粒鉆进时鉆具的轉数极限每分鉀在 350 轉以上。

鋼球由于強度大，能經受很大的轉数(每分鉀达 1,000 轉)而不破碎。

此时所产生的冲击荷重能形成加快岩石破碎的附加应力。

鉆粒鉆头的材料和壁厚对鉆进速度的影响

在鉄砂鉆进的实际工作中，鉆头鋼材的含碳量为 0.4—0.5%，壁厚为 9—10 毫米。

鋼粒和鋼球鉆进时，这种鉆头因強度小、磨損大，故不能使用。

如前面所指出的，鋼粒的最优单位压力为 40—45 公斤/厘米²，而鋼球的最优单位压力則为 100 公斤/厘米²。我們的經驗証明，用“CT-3”号鋼制成的、壁厚为 9—10 毫米的鉆头可承受单位压力达 30—35 公斤/厘米²。

用"CT-3"和"CT-6"号鋼制成的、壁厚为14毫米的鉆头可承受单位压力达40—45公斤/厘米^2，而用40XH号鋼制成的、壁厚为12—14毫米的鉆头則可承受单位压力100公斤/厘米^2。

当单位压力为16公斤/厘米^{2}时，"CT-6"号鋼的鉆头磨損每米进尺为3厘米，"CT-3"号鋼的鉆头磨損每米进尺为4.8厘米(壁厚均为14毫米)，而壁厚为9—10毫米的"CT-3"号鋼的鉆头磨損每米进尺为9—10厘米。

当水口高度为12—15厘米时，一个鉆头在水口磨完之前可鉆进："CT-6"号鋼的鉆头可鉆3—4米，壁厚为14毫米的"CT-3"号鋼的鉆头可鉆2—3米，壁厚为9—10毫米的"CT-3"号鋼的鉆头可鉆0.8—1米。

当单位压力在25公斤/厘米^{2}以上时，壁厚为9—10毫米的"CT-3"号鋼的鉆头在水口磨完前的进尺不超过0.5米。同时，用壁厚14毫米的鉆头在上述单位压力下鉆进时，水口磨完前进尺几乎沒有减少。

此外，工作結果表明，用壁厚14毫米鉆头的鉆进速度比用壁厚10毫米鉆头的鉆进速度平均高20%。換句話說，鉆头壁厚由10毫米增加到14毫米(增加0.4倍)时，能使鉆进速度大致增加0.2倍，即鉆进速度随壁厚增加而增长的系数"d"，可用实驗公式表示：

$$d = \sqrt{h} \tag{2}$$

式中 h——壁厚(毫米)

鉆粒鉆进时，鉆进速度随鉆粒鉆头壁厚的增大而增长的情況，可以根据孔底岩石破碎的机械作用做如下的解释。

产生于孔底岩石和鉆粒接触处的应力值，在其他条件相同时取决于作用于鉆粒附着力的持續时間。

作用于鉆粒附着力的持續时間又取决于鉆粒在鉆头底面下面的停留时間，归根到底是取决于鉆头的壁厚。

实际上，当鉆头壁不厚时(8—10毫米)，在軸向和冲击荷重及离心力的作用下，鉆粒从鉆头底面下的抛出要早于破碎岩石所必需的应力值。

当鉆头壁厚等于鉆头半径时，即鉆头为实心时，鉆粒在鉆头底部停留的时間最长。由此，就产生了无岩心鉆粒鉆进的想法。这种想法我們在古物金矿山的极坚硬的岩石(f=16—18)中試驗时实現了。

当鉆头壁厚为12—15毫米时，特别是用鋼球鉆进时岩心采取率不会降低，因已剋取的岩心呈直径均等的柱体，平均为8—10毫米。

这样，用"CT-6"和"40XH"号鋼制造的鉆粒鉆头鉆进时，鉆头的磨損将减少，鉆头在孔底的工作时間增加，因而能提高台班进尺。

使用厚壁鉆头能增加单位純鉆进时間的鉆进速度。

冲洗規程和孔底投砂法对鉆进速度的影响

冲洗：冲洗是确定鉆粒鉆进速度的重要因素之一。需要加入适量的水，以便能把无用的粉屑輕易地带出，同时又不使有用的鉆粒从孔底升起。

鉆进过程中积聚在孔底的粉屑有碍于完整鉆粒的工作和降低孔底有用鉆粒的单位压

力。这就減少了应力值和鉆进速度。

因为有用鉆粒的尺寸在鉆进过程中不断变小，給水量随着鉆粒的磨損也应減少。

在不同的鉆进时間內孔底鉆粒具有下列粒度(表 1)。

表 1*

顆粒尺寸	鉆进时間(小时)				
	0.5	1	2	3	4
圓鉆粒,%	81.7	69	31	0	0
+4毫米,%	3.8	4.05	14.8	53	2.5
+4−3毫米,%	11.8	22.05	39.3	34.1	17.8
+3−2毫米,%	2.1	2.9	6.4	40.4	28
+2−1毫米,%	0.4	1.5	7.1	12.5	41.3
−1毫米,%	0.2	0.5	1.4	7.7	10.4

* 鉄砂直径 4 毫米，投一份的重量为 8 公斤，单位压力 20 公斤/厘米²

由表 1 中看出，孔底圓鉆粒的数量在鉆进过程中迅速減少，經过两小时的鉆进，圓鉆粒基本上变为 2—4 毫米的顆粒，而 3 小时后主要为 1—2 毫米的顆粒，这些鉆粒已經不能对破碎孔底岩石起較大的作用，因为很快就变为无用的粉屑。必須用冲洗液把这些粉屑从孔底冲出。

冲洗液量必須在环形空間形成一种能够把无用粉屑从孔底冲出的上升水流的速度。

鋼粒鉆进时，鉆孔的冲洗問題具有特别重要的意义。实际上，正如我們在上面所指出的，每米进尺鋼粒消耗量要比鉄砂消耗量減少几倍。此外，在鉆进过程中，鋼粒基本上不会破裂，而逐渐被磨損成細小的薄片，这些薄片容易被冲洗液带出。由于这些原因，鉆孔中只积聚少量的粉屑。

例如，五个班的鋼粒鉆进时間內，鉆孔中仅积聚了 40 厘米厚的粉屑，但用鉄砂鉆进时，虽然带有取粉管，但在同样时間內也积聚 3 米左右的粉屑。

显然，冲洗量过多时能把部分鉆粒冲离孔底，并使鉆进速度下降。正如我們的研究工作所指出，每分鐘供水量达 35—40公升时，即便鉆孔中有鉆粒，鉆进速度仍然下降（图 7）（鉆粒鉆头直径为 110 毫米时）。

基于上述的研究工作，孔內的供水量应根据鉆粒鉆头的直径按下列公式求出：

$$Q = 2.67d, \text{公升/分} \qquad (3)$$

式中 d——鉆粒鉆头直径(厘米)。

孔底投砂法：鋼粒鉆进时，用鉆粒

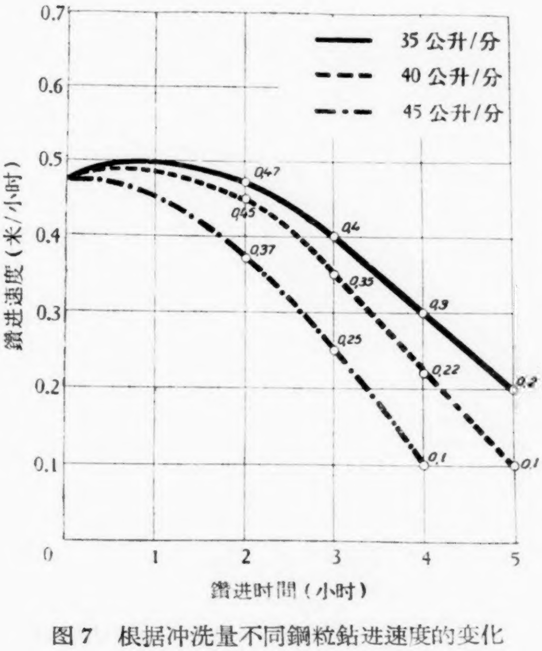


图 7　根据冲洗量不同鋼粒鉆进速度的变化

供給器連續投砂是現有孔底投砂法（連續投砂、定量投砂、一次投砂、結合投砂）中最适宜的一种。

在这种情况下，投入孔底最低需要量的完整鉆粒能最有效地破碎孔底岩石。孔底过多的鉆粒能使鉆进速度降低（图 8）。因此，每鉆进小时投砂量不应超过 0.4—0.6 公斤（鉆粒直径为 3—3.5 毫米时）。这时未发現卡鉆現象，因为岩心和鉆具之間的空隙以及鉆具与孔壁之間的空隙較大（約为 2—3 顆鉆粒的直径）。

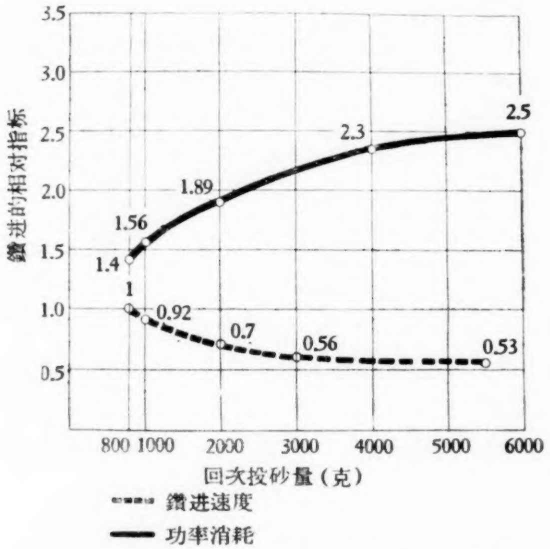


图 8 根据一次投砂量的不同鉆进指标的变化

使用这种孔底投砂法在台班时間內鉆进速度几乎不改变（图 9）。这样就能提高台班鉆进效率。

定量投砂法，即将一定数量的鉆粒投入孔底，这种方法在鋼粒鉆进时亦可以运用，但此时必須密切注意鉆进速度。当鉆进速度稍微有些降低时，就必須投入另一份鉆粒。鉆进开始时应将 1—2.5 公斤鉆粒投入鉆孔（取决于鉆粒直径），經过 1.5—2 小时的鉆进后投入另一份重为 0.5—1 公斤的鉆粒。

使用这种投砂法时鉆进速度的变化見图 10。从图 10 中看出，在投入新的一份鉆粒前鉆进速度下降，这就使台班鉆进效率降低。

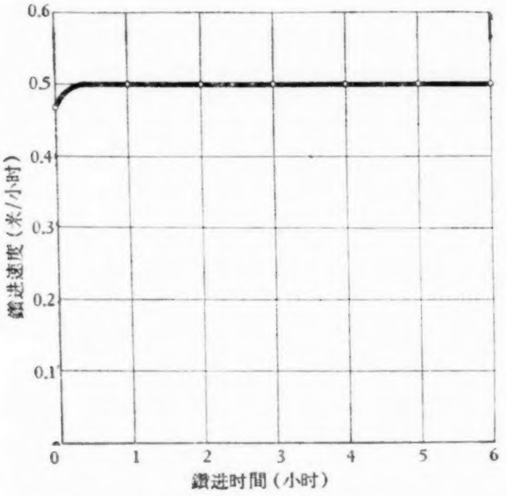


图 9 連續孔底投砂时鋼粒工作的曲綫

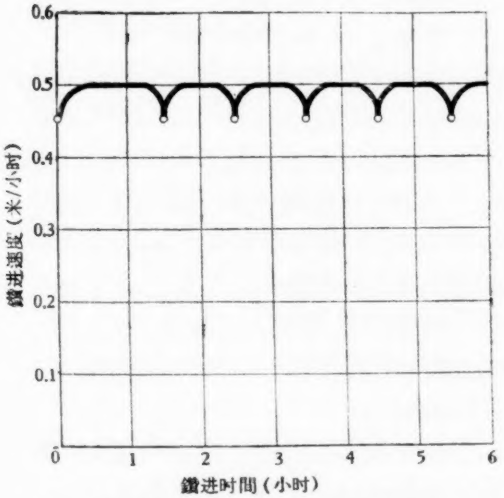


图 10 定量法孔底投砂时鋼粒工作的曲綫

孔底一次投砂法，即鉆进前一次投砂，鋼粒鉆进时不宜使用，因为这时由于孔底鉆粒数量很多以及产生的应力小，将会降低鉆进效率（图 11）。

这样一来，鋼粒鉆进时借助鉆粒供給器連續投砂是比較适用的一种方法。

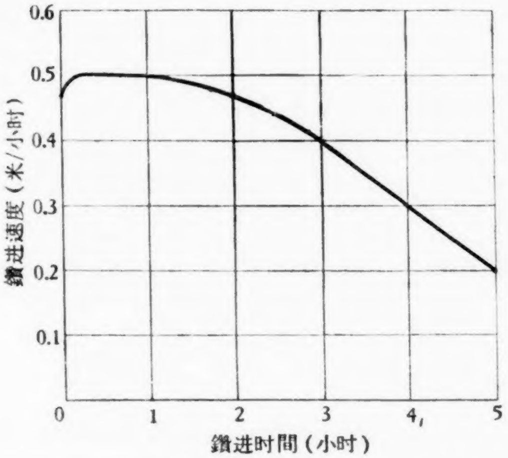


图 11　回次孔底投砂时鋼粒工作的曲綫

为了查明鉆粒鉆头直径对鉆进速度影响的性質，我們用直径 110、130 和 150 毫米的鉆头以及在每分鈡不同的轉数：170、200、260 的情况下进行了鉆进。

鉆头的材料为“CT-3”号鋼，壁厚 10 毫米。鉆进时使用了直径为 3.2 毫米的鋼粒。

試驗工作表明，当鉆头工作底面的单位压力相等时，鉆进速度实际上与鉆粒鉆头直径无关，而鉆头的軸向压力固定时鉆进速度与鉆头直径平方成反比例变化（图 12，表 2）。

必須設計出这样一种的鉆粒供給器，即每小时投入鉆孔的鋼粒重量为 0.4—1.0 公斤（与鋼粒直径有关）。

鉆粒鉆头直徑对鉆进速度的影响

在鉆粒鉆进的实际工作中最广泛使用的鉆头直径是 110 毫米。

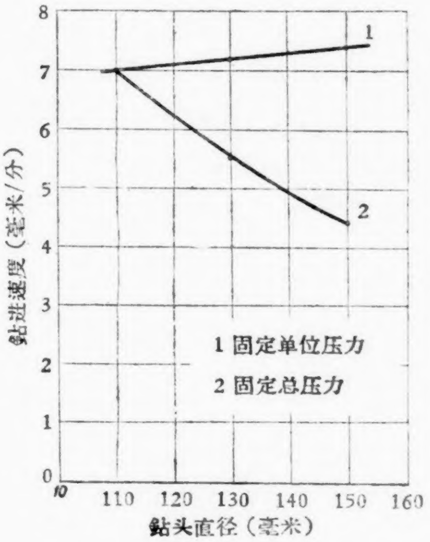


图 12　根据鉆头直径不同鋼粒鉆进速度的变化

表　2

鉆头直径（毫米）	鉆具轉数（分鈡）	鉆进时間（分鈡）	进尺（米）	純鉆进时間的鉆进速度（毫米/分）	备注
150	260	2,028	15	7.4	鉆头工作底部的单位压力为 16 公斤/厘米²
130	260	2,088	15	7.2	
110	260	2,000	15	7.1	
150	200	2,600	15	5.8	
130	200	2,678	15	5.6	
110	200	2,678	15	5.6	
150	170	3,000	15	5.0	
130	170	3,000	15	5.0	
110	170	3,000	15	5.0	

由表 2 看出，在其它同样条件下，鉆粒鉆头直径变化时純鉆进时間的鉆进速度实际上是固定的。随鉆具轉数的減少，鉆进速度也按比例減少。

用 150 毫米鉆头鉆进时，岩心在鉆进过程中未断裂，通常是保持完整的岩柱，直径为 110—120 毫米，长度由 1.3 米到 2 米。

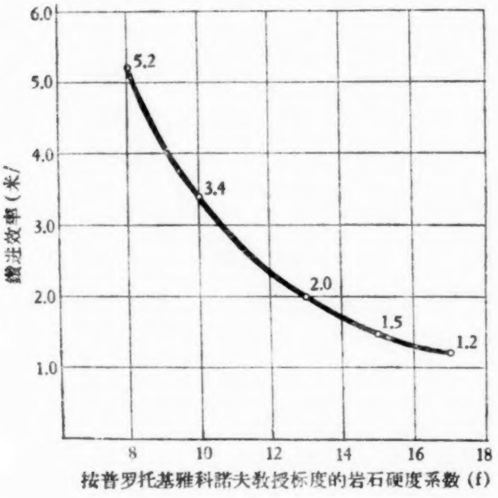
当用 130 毫米鉆头鉆进时，所提取的岩心是由 3—4 块組成，直径为 95—100 毫米，长度不等(由 0.2 到 0.45 米)。

鉆头直径为 110 毫米时，岩心破碎的尤其剧烈。在这种情况下，岩心呈几个小块，直径由 65—78 毫米，长度为 0.05—0.3 米。当然，这种小块在鉆头內不断地卡住岩心，并經常折断岩心。这就使鉆进速度下降和減少純鉆进时間利用率，因而，班进尺比用直径 150 毫米鉆头鉆进的进尺減少 16—23%。

根据上述得出結論，鋼粒鉆进时，从鉆进效率和岩心采取率来看，鉆头比較合理的直径为 150 毫米。

岩石硬度对鉆进速度的影响

对一些地質勘探队和矿山的鉆粒鉆进資料的分析表明，以同样的規程用鉄砂鉆进不同硬度的岩石时，鉆进效率不一样并与 M. M. 普罗托基雅科諾夫教授标度的岩石硬度系数 *f* 平方成反比例变化(图 13，表 3)。



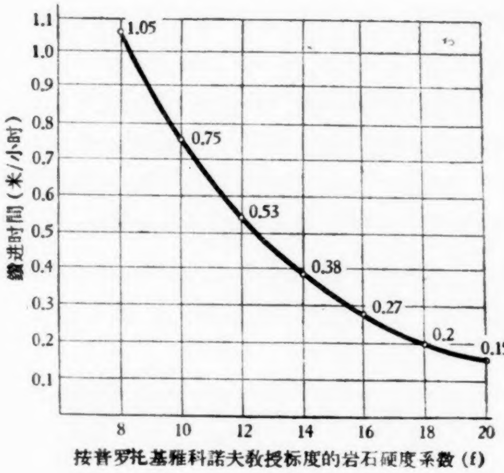


图 13　根据岩石硬度不同鉆粒鉆进速度的变化

A) 根据許多企业的資料　　Б) 根据实驗室資料

表　3

編　号	普罗托基雅科諾夫标度的岩石硬度系数(*f*)	班鉆进効率(米)
1	8	5.2
2	10	3.4
3	12—15	2.0
4	14—16	1.5
5	16—18	1.2

在不同級别岩石中鋼粒鉆进速度資料列入表 4。

表 4

岩石	硬度級別		普罗托基雅科諾夫标度的硬度系数 (f)	鋼粒鉆进速度 (米/小时)
	地質部	普罗托基雅科諾夫		
碧玉鉄质岩	XII	I	20	0.15
石英岩	XI		16—18	0.20
花崗岩	X		14—16	0.27
花崗閃长岩	IX	II	12—14	0.38
輝长英霓細崗岩	VIII		12	0.53
拉长岩	VII	III	8—10	0.75
石英絹云母片岩	VI	III_a	8	1.05

表 4 的資料是用下列鉆进規程取得的：鉆头工作底面上的单位压力——20—30 公斤/厘米^2，鉆具轉数——每分鐘 100—150 轉。

从表 4 可看出，鋼粒鉆进速度的变化与所鉆岩石硬度成反比例。

根据主要因素鋼粒鉆进速度可以从下列实驗公式中求出：

$$V = \frac{11p(0.04 + 0.00117n)h^{1/2} \cdot d^{1/2}}{f^2}, (米/小时) \quad (4)$$

式中 p——鉆头工作底面单位压力(公斤/厘米^2)；

n——鉆具轉数(轉/分)；

h——鉆头壁厚(厘米)；

d——鋼粒直径(毫米)；

f——M. M. 普罗托基雅科諾夫标度的岩石硬度系数。

在下列数値范围内公式(4)是正确的：$p = 10—45$ 公斤/厘米^2；$n = 100—350$轉/分；$h = 0.8—2.0$ 厘米；$d = 1.5—3.5$ 毫米；$f = 8—20$。

按公式(4)得出的結果与实际資料极为符合。

古勃金矿山以高強度鉆粒鉆进規程用切制鋼粒鉆进的鉆孔达 500 多米并用鋼球鉆进 50 米(鉆孔深度至 50 米)。

直径 3 毫米的鋼粒是在地质保矿部什格罗夫机械厂切制的。

在混合的机器油和錠子油中将鋼粒进行淬火，温度为 860℃，在电炉中回火，温度为 180—200℃。

鋼粒在 BK-8 合金片之間进行耐压試驗时，有百分之十的鋼粒呈扁平状。

每顆鋼粒的負荷量平均为 1,350 公斤。

使用下列的鉆进規程：

1) 鉆头工作底面单位压力——35—40 公斤/厘米^2；2) 鉆具轉数——每分鐘 200 轉；3) 冲洗液量——35 公升/分。

直径 130 毫米的鉆粒鉆头是用"CT-6"号鋼制造的，壁厚为 15 毫米。

由于沒有鉆粒供給器，使用定量法向孔底投砂。

工作时間平均利用率达 0.6 时，每小时純鉆进时間的鉆进速度为 0.9—1米，每班的鉆进效率是 3.2—3.5 米，这比鉄砂鉆进效率提高約两倍。

鋼粒是脆質的，因此鋼粒的消耗量每米进尺为 6 公斤；鉆头每米进尺磨損約为 4 厘米。

用鋼球鉆进 50 米的鉆孔直径为 110 毫米。

鉆进規程：鉆头工作底面单位压力为 100 公斤/厘米^2；鉆具每分鈡 400 轉；冲洗液量为 5—10 公升/分。

使用了 40XH 号鋼制作的鉆头，其壁厚为 14 毫米。鋼球鉆进速度为 2.5 米/小时，比鉄砂鉆进速度約增七倍。

用不同質量鉆粒鉆进的比較指标列入表 5。

表 5

鉆粒类型	鉆粒破碎力（公斤）	鉆头工作底面单位压力（公斤/厘米^2）	鉆具轉数（轉/分）	每小时純鉆进时間的鉆进速度		鉆粒消耗量		鉆头消耗量		每米进尺的成本	
				米/小时	%	公斤/米	%	厘米/米	%	卢布	%
1.鉄砂（3—4毫米）	500—800	30	200	0.33	100	18	100	10	100	270	100
2.热处理的鉄砂(3—4毫米)	790	30	200	0.34	103	6	33	8	80	260	96.0
3.切制鋼粒（3毫米）	1,350	45	260	0.9—1	300	5—6	28—30	4—5	40	120	44
4.鋼球（4毫米）	4,000	100	250	1.8	545	0.2	1.1	1.0—1.5	10—15	80	30
5.鋼球（4毫米）	4,000	100	400	2.5	757	0.2	1.1	1.5—2.0	15—20	60	22

从表 5 中可見，使用高強度鉆粒（特别是鋼球）鉆进比鉄砂鉆进有下列优点：1）提高台班鉆进效率 2—6 倍；2）減少鉆粒消耗量7.5—99%，鉆头消耗量 60—80%；3）根据初步計算每米进尺降低成本 60—80%。

应当指出，今后有可能找到比鋼球強度更大的鉆粒（如硬合金球），这能大大提高鉆进指标（需有相应質量的鉆头）。

結 論

1. 許多地質勘探队和矿山的工作实践表明，用鉄砂鉆进对提高鉆进效率的可能性不大。

2. 采用适当的鉆进操作規程，高強度鉆粒鉆进比鉄砂鉆进能取得較高的指标，例如，1）提高鉆进速度 2—6 倍；2）減少鉆粒消耗量 7.5—99% 和鉆头消耗量 60—84%；3）降低每米进尺成本約 60—80%。

3. 根据已进行的研究工作，可以推荐下列高強度鉆粒鉆进操作規程：

（1）抗压負荷达 1,350—1,400 公斤的切制鋼粒：鉆头工作底面的单位压力——35—40 公斤/厘米^2，鉆具轉数——250—350 轉/分，冲洗液量根据鉆粒鉆头直径按公式（3）确定。鉆粒鉆头壁厚不小于 15 毫米，必須用“CT-6”号鋼制造。必須用鉆粒供給器連續地向孔底投砂。

（2）抗压負荷达 4,000 公斤的鋼球：鉆头工作底面单位压力——100 公斤/厘米^2，鉆

具轉数——500 轉/分，冲洗液量——5—10公升/分。鉆粒鉆头壁厚不小于 12—14 毫米，須用 40X；40XH；У-7号鋼制造。由于鋼球的消耗量不大(0.2公斤/米)，应当使用定量方法向孔底投砂。

用高強度鉆粒鉆进时，壁厚 7—8 毫米的岩心管用"CT-6"号鋼制造。

4. 在鉆粒鉆进的实际工作中，应当使用高強度鉆粒，即每顆鉆粒能承受不小于 2,000 公斤的抗压負荷。

（文慧等譯　隋宗駿校）

参　考　文　献

[1] Броников Д. М. Гагулин М. В. Опыт бурения глубоких скважин стальной дробью, Горный журнал, № 2, 1955.

[2] Осипов А. Л. Новый буровой станок для бурения глубоких скважин в подземных условиях, Горный журнал, № 3, 1956.

第41卷 第2期 地質学报 Vol. 41, No. 2
1961年9月 ACTA GEOLOGICA SINICA Sep., 1961

我国大地构造主要学說簡介

宇 声

我国自解放以来，在党的領导下，随着我国社会主义工农业及科学文化建設事业的发展，特别是1958年大跃进以来，我国大地构造的研究工作遍及全国各地。在大量的区域地質测量及普查工作的基础上，运用了物化探及鉆探成果，編制了若干不同比例尺的大地构造图件，发表了一系列有关大地构造的研究論著。如李四光于1950年发表的“受了歪曲的亚洲大陆”（地質論評16卷1期）；1955年发表的“旋捲构造及其它有关中国西北大地构造体系复合問題”（科学出版社）；中国科学院地質研究所編著的“中国大地构造綱要”（科学出版社，1959）；黃汲淸的“中国地質构造基本特征的初步总結”（地質学报40卷1期）；陈国达著的“地台活化說及其找矿意义”（地質出版社，1960）；喻德渊著的“中国地質学”（地質出版社，1959）；馬杏垣等的“中国大地构造的几个基本問題”（地質学报41卷1期）等等。这些著作基本上反映了我国当前对大地构造研究的水平。

目前，我国大地构造的研究，按其理論观点、研究方法等，一般的認为可分为两大学派：以李四光为首的、主要以力学的观点来分析地質构造的、自成体系的一派，大家称之为地質力学学派；另一派，如黃汲淸、张文佑、张伯声、喻德渊、馬杏垣、陈国达等人是以地質历史发展观为指导的，則暫时統称为地質历史学派。但在地質历史学派中各家又有独特之处，而以明显的摆出自己的理論观点的，大体上又可分为三个分支（或称支派）：一是以黃汲淸为代表的“多旋迴說”；其次是以陈国达为代表的“地洼說”；第三是介于两者之間的（某些方面还介于两大派之間）。然而，这些分支对大地构造研究的理論、方法等正趋于形成自己一套完整的体系，发展成为一个独立的学派。上述两大学派，他們是从两个不同的角度出发（各有側重）来研究大地构造的，其目的是一致的。

一、地質力学学派：地質力学是一門新兴的边緣学科。其主要目的，是在于解决地壳运动問題。李四光三十年来一直从事着这方面的研究工作，并获得了很大的成就。这一学派对于大地构造的研究，是“从发生的观点来分析一个岩块或地块的綜合构造形态，也就是按着动力作用方式来确定一切个别构造形象（包括形体和形迹）的分类和具有成生关系的各項构造形象組合的規律”，是側重在“改造”方面。地質力学的方法，在研究“有关地壳运动的各項問題，是从以下两个方面分别处理的：1）运动发生的时期問題，可以从三条不同的路綫去寻找解决方法：首先，依据代表各个时代或时期的地层彼此間的关系和其中所保存的古生物的种类。其次，依据在不同地区中具有成生关系的各項构造形迹的联系。”（这是地質力学所强調的——笔者）第三，“依据由于每一次运动而产生的放射性矿物的放射性作用。”2）运动方式和它的轉变过程問題：“为了解决这一方面的問題，地質力学的原則，严格地按照一定的程序，即一定的邏輯步驟，逐步进行分析和組合的研究，以期对每一地区每一次发动运

动的方式，作出切实可靠的結論。”(1956：地壳运动問題“討論提綱”)

在基础理論研究工作方面，它要求首先从野外实地观察和检閱、分析、归納已有的各构造地質資料，并通过模拟实驗，来确定各岩石对应力作用的表象，也就是岩石的弹性、非弹性的表象，以及馳松、蠕变現象等等表現；在生产实践方面，企图根据上述原則找出有用矿物的分布規律，对普查勘探提供地質依据。

几年来，地質部地質科学研究院地質力学研究所在李四光部长亲自領导和参与下，取得了不少成績，划分了构造体系及构造带，如“东西向构造带”“南北向构造带”“縱横向构造体系(格子状构造带)”与“扭动构造体系”(包括山字形、多字形、弧形等)。并且編制了若干图件，对构造与矿产关系也做了些探討。

关于地壳运动原因問題，李四光于1956年曾做为一个討論性的問題提出过，他認为：“地壳运动的一个主要原因”根据“地球上具有全球性的大規模构造現象(如上述构造带及构造体系)，这些大規模构造現象表明地球的表层，特別是各个大陆的上部，有两个动向：1）部分地向赤道面挤压，2)部分的向西但也有时向东挤压。这两方面发生的原因，可以，似乎也只能够，从地球自轉的速度变更，加以說明。地球自轉速度的变更，可能起源于外因，也可能起源于內因。潮汐作用很显然是一种使地球自轉速度变慢的外因；这种外因，在地質时代，对地球表面的形态究竟起了什么作用，很值得研究。另外，地球內部質量分布的变化，也很可能是使它的自轉速度变更的內因。……”(1956：地壳运动問題“討論提綱”)

张文佑認为：“支配地球发展作用的主要能力是构成地球物質的核子能、放射性能和重力能等，至于地球自轉和公轉所产生的和太阳輻射所产生的能力則居于附属地位。”(科学通报，1961年1月号)；馬杏垣則認为：“不应簡单的以現代地球旋轉状況及其导生的应力場去統一解释漫长的地壳运动发展历程中所遺留下来的所有构造迹象，特別是以簡单的地体刚度強弱去解释不同时代所形成的我国东部菱形地块和西部菱形地块的差异。古地磁古气候資料已經有比較充分的証据，認为地球极地随着时間的发展在不断地变位，地球磁軸的变位也就說明地球旋轉軸在变位。因此地球旋轉軸的变化必然引起地壳构造应力場的变化，这必然反映在共軛剪动方向上的改变，这样摆在我們构造地質学家面前的任务是必須致力于构造綫的划分的同时，也要进行构造复合运动的理論研究，然后才有可能揭示出构造断裂的眞实发展規律。”(地質学报，1961年41卷1期)

二、地質历史学派：該学派于世界上很早就开始，而且大多数构造地質学者，运用这种观点与方法来研究大地构造，因此也有人称之为“传統学派”。这一学派是从地質历史发展观点出发，以地質历史中客观存在的自然物質作为研究对象，采用“建造”为主的分析方法对大地构造进行研究。这些大地构造学家关于对我国大地构造認識上，在某些方面大体上是相同的或者說是接近的，如中国地台具有活动性的特征，我国大地构造发展受西伯利亚地台及印度地台的影响，西部褶皺系与地块是相間列的以及对某些地槽的認識等等。但又有不同之处，如在理論方面有“多旋迴說”、“地洼說”以及“断裂控制”等等。对我国大地构造单元划分上亦不相同，概括說来有两种意見：一种为二分法(地槽、地台)，并承認有过渡类型(如第一种意見分为地槽、准地台；第二种意見分为地槽、陆台、过渡区；第

三种意見分为地槽、准地槽、地台、活化地台)；另一种为三分法(地槽、地台、地洼)。本文仅着重其主要理論方面簡要介紹如下:

1. 黃汲清其主要学說为“多旋迴”及“准地台”說。“多旋迴說”[1)]: 他在1945年出版的“中国地質构造单位”一书中說:“多旋迴的造山运动是中国大地构造的特征。”“某一地区，譬如一个山脉的造山运动，当只記載有一次旋迴时叫单旋迴。当連續发生两次或两次以上的旋迴时它就成为多旋迴。严格地說起来，所有的山脉都是多旋迴的，因为世界上沒有那一条山脉在一个造山旋迴中就已如此硬化以致絕对不受后来旋迴的干扰的。不过实际上我們知道某一山脉的构造組織在后一次或多次旋迴中沒有显著变化,我們就認为它是单旋迴的,否则我們就認为它是多旋迴的。”至于多旋迴产生的原因:“可能主要是由于基底硬化程度不高的結果。”他还認为: 这个学說是有規律性的,与“地洼說”有本質区别的。

“准地台”的概念,是1956年黃汲清提出的,他認为:“儿年来对中国大地构造的研究使我們相信,整个中国应該是准地台。准地台是对正地台而言，它的主要区别是活动性比較大，这种活动性不仅显示在准地台发展的晚期,而是一开始就有表现,这种活动性也不光表現在晚期的造山运动,而特別是表現在从早期到晚期的一系列的巨大的差异振蕩运动上。就其地質年代說,准地台有古老的，即前寒武紀准地台,有年青的,即古生代和中生代准地台。”

但陈国达不同意“多旋迴”及“准地台”說。他認为:“多旋迴說是以“地槽—地台”說的基本論点为基础，只是添入了德国H. 史蒂勒的“造山幕理論”，把地史中“造山”运动的次数加以強調，是其不同之点。因此,长期以来,我們在划分构造区和編制大地构造图的时候,总是不能打破地槽区、地台区的成規。遇到一些不能划入地槽区也不能視作地台区的那些区，只有籠統的归入由地槽区向地台区过渡的中間型。”“他們強調地台是十分稳定的”，“否則就叫所謂‘准地台’。”“他們認为:‘准地台’是‘多旋迴’的，而‘正地台’是单旋迴的。”“地槽—地台說是有局限性的……”(1961年5月30日光明日报)。

此外,张文佑在“中国大地构造綱要”中曾写道:“我們可以把地台上的这种构造回春作用叫做**地台的活化**，而把具有活化現象的地台叫做**活化地台**。于是黃汲清的准地台可以包括在活化地台之內。”

而戴問天却不同意陈国达的看法，他認为:“‘多旋迴說’当然不无缺点，如把它当做地壳发展的一种普遍規律更不合适。但是这种假說确实反映了某些地壳发展規律。……实际上，如果抛却‘多旋迴說’的一些不合理的外壳的話、它正是反映了地壳发展中,由量变到質变,由部分質变进到全盘質变的过程的本来面貌。”(1961年7月23日光明日报)

还有人認为:“多旋迴說”不应把历次造山运动平均地对待,应有主次之分。并認为“多旋迴”是世界的普遍規律,不应把它当做中国所特有的規律等等。

2. 陈国达的主要学說为“地洼說”以及“地壳动定递进律”。他認为:“地台活化是指属于‘稳定’区性質的，以前認为代表地壳发展最后形式的，不会再有剧烈的活动区,当其建成以后，到了某一时期，又重新获得了显然超出地台型构造运动范疇的高度活动性，再度轉化为活动区一种現象。它是构造运动的一种新类型，代表着地壳发展的新方向，标志着地壳发展过程中継

1) 当时他称为“多輪迴”，但在他以后所发表的文章均改为“多旋迴”故本文亦改用“多旋迴”。

由地槽区轉化为一个地台区这一阶段之后，走上了更高級的阶段。”“它虽然和地槽区有些相似，但无論在地質特征上还是地球物理特征上，都有它自己的，和地槽区显然有別的特点。例如中国东部大部分地区，古生代时（距今約二至六亿年前）确实曾經是个地台区，具有相对稳定的特征。但到中生代时（距今七千万至二亿年前）却出現了显然超出地台型活动，并因此轉化为一个新的活动区——这就是地洼区。依目前研究所知，这个新的构造单元不独在中国存在，而且在东亚其他地区（例如在西伯利亚东部及南部）也有广泛分布，在世界其它地区如中亚、东非、欧洲、北美等地，也有发育。这个新构造单元的发現、証明地台区既确在扩大，但也在崩潰，扩大是代替了日漸衰亡的地槽区，而崩潰則是它本身又为地洼区的日漸扩展所代替。針对那些訊为地台区是单純扩张及稳固不变，是地壳发展的最后形式的另一看法，人們把由地台区这个‘稳定’区轉化为地洼区这个新活动区的过程叫做‘地台活化’，而闡明这个过程的理論就是‘地台活化說’或‘地洼說’。”（1961 年 5 月 30 日光明日报）

其次，关于“地壳动定遞进律”他認为：地壳无論是在过去或未来的地質时代，都是遵循着螺旋状的方向，由于活动区和稳定区之間的矛盾和斗爭，在其演变的道路上互相轉化，相継更替，从一次动定轉化到另一次动定轉化，由簡单到复杂，由低級到高級，不断向前发展，这个一般性規律，可称为“地壳动定轉化遞进律”。“地壳动定轉化，遞进发展的根本原因，依目前所知，可能与地壳中放射能热力的积聚与消散交替的規律性有关。这种推論和关于地球起源最新学說是相联系的。”（以上引文見“地台活化說及其找矿意义”，地質出版社，1960 年）

戴問天認为陈国达提出这些問題似乎还值得商榷的：“陈国达認为地壳发展根本原因，是由于內在矛盾的斗爭；而这些矛盾，是地壳形成之始卽包含着的。”他認为陈国达是：“把地壳的发展与整个地球的发展割裂开了。”“由于陈国达把地壳运动的原因单純的归結于地壳本身，”并認为“这些矛盾可以主要的归納为活动因素与稳定因素与这两个对立面之間的矛盾。”而“活动因素”与“稳定因素”不知是否指沉降幅度、构造变动、岩浆活动的不同情况。戴問天認为：“这些东西只能視为地壳发展变化的表現，而不能归結为地壳发展变化的原因或动力。”

关于陈国达的地壳运动动定轉化、遞进发展的根本原因，戴問天認为：“如果我們承認地壳是在地球发展过程中产生出来的，而不是与地球俱来的，那么我們怎能够設想，地壳运动的能量只能在地壳本身去寻找呢？”“总之我以为，地壳的发展如从整个的看来，虽然是一种表面現象，但絕不是一种表面过程。”他还認为，継地台区之后出現的地壳发展阶段“并不是只有一个——发展为‘地洼’，而是可以有多种多样的情形。例如可以产生眞正的地壳拗陷而轉为地槽（如阿尔卑斯带），也可能是下陷之地台——如頓涅茨以及現今的大西洋与印度洋，当然也可能产生象我国东部地区的情况：一系列較小之断陷盆地，岩浆活动頻繁強烈。”“应該指出，‘地洼区’的提出，主要是基于对我国——更确切些是对我国东部研究之上的。所以我們不应忘記这块地方所处的特殊环境：这里是环太平洋带一部分，而环太平洋带事实上就是地球不断增生着矽鋁壳的前緣。十分明显，以为这个特定地区的地壳发展規律就是整个地壳发展的普遍規律，从而提出地槽→地台→地洼的一般順序，是不够全面的。”（1961年 7

月 23 日光明日报)

另外还有人認为:“地台”是相对稳定的,只不过是其活动性相对来說是小一些,但絕不能說它是靜止的,或是死的。既然如此,“活化”从何說起呢?

3. 中国科学院地質研究所編著的“中国大地构造綱要”一书中曾写道:“在編写图和說明书的过程中,主要运用了地質力学分析和古地理沉积建造分析密切相結合的方法,不仅論述和表示出稳定区(地台区)和不稳定区(地槽区)以及其中的隆起和凹陷,而且也論述并表示出基底岩系和盖层岩系的构造特征;不仅論述并表示出地槽向地台的轉化,而且也論述并表示出地台的活化现象。”

“我国大地构造主要特征是:地台区比其他地台活动性大,而地槽区則比其他地槽区活动性小;基底断裂多,并对盖层构造和岩浆活动起了控制作用。”并且認为:“地壳总的发展方向是趋于硬化,但是它的发展阶段各有不同。根据已知資料,中国地壳的发展可以大致分为震旦紀以前(或者古生代以前)和震旦紀以后两个阶段:震旦紀以前以地槽为主,可暫称为‘泛地槽’阶段,塑性形变較強。震旦紀以后,以地台为主,可暫时称为‘泛地台’阶段,断裂形变較強。”

张文佑于1961年1月号科学通报上发表的“学习毛泽东思想,为地球科学开辟新的道路”一文中又指出:有人过分地強調古生代以前和古生代以后地質构造历史的不同,提出了“泛地台”和“泛地槽”的概念,那也将不免陷入违反辯証唯物主义的災变論的泥沼中。

此外,喻德渊近年来对我国大地构造中的一些問題也进行了研究。他認为:中国大地构造的特点,虽和世界其它地区有相似点,但更多的是有其突出的特点,中国地台是具半稳定性特征(即活动的)这一認識是他在1954年首先提出的。对于地壳的构造运动他認为:不仅有垂直运动(振蕩运动),同时褶皺运动,即水平运动也是极为重要的,有些地方对于完成某单元的一个时期的构造变动具有决定意义。最近他还強調指出:深断裂的性質不一定都是正断层,其中有一部分是逆断层甚至是逆掩断层,这些大断裂和岩浆活动,与成矿作用有密切关系,有部分是古老的,也常常是隐蔽的。另外,他对我国东北大地构造亦做了不少研究工作。

馬杏垣在研究我国大地构造問題中,較突出的是对我国前寒武紀大地构造发展特征进行了探討。他認为:“从华北地台基底結构中,至少能划分出由三至四个构造旋迴所造成的构造体系。根据大地构造分异、原始沉积建造、构造、岩浆特征、变質作用等因素的綜合分析,可以清楚地看出,大地构造分异过程远在太古代就已开始。在上太古代广闊的地槽中,就已能辨認出有下太古界組成的稳定地块存在。它們面积很小,但已构成了地台基底的萌芽,故暫称它們为‘萌地台’或‘萌地块’。太古代末的地壳运动,在地壳发展过程中起了显著的作用。由于上太古代地槽系的褶皺隆起,使华北地台基底有了很大增长,这时具备了华北地台基底的雛形,我們称它为‘原地台’。

“元古代的大地构造分异特别清楚。元古代沉积常在很大范围內缺失或很薄,而在另一些地方沉积巨厚,并成条带状分布,构成独立的狹长褶皺体系,具有稳定的构造方向。这时的地槽系已能分出两种类型:一种是在‘原地台’內部的滹沱型地槽系,它的建造系列具有地台型的特征,其构造綫与太古界的褶皺方向斜切;另一种是‘原地台’边緣的秦岭型地槽系,是典型的

地槽建造系列，构造与老的构造綫平行。

“华南与东北地区元古代地槽区是大面积的，但也能分出不同构造带来。而元古代末的地壳运动发展也是不均一的，当时在西南地台范围內元古代地槽系发生了褶皺迴返，而东南地槽系及东北地槽系在很大面积內継續发展，直至下古生代末才結束其地槽性質。

“在中国东部前寒武紀的大地构造結构上清楚的显示出，在不同的构造旋迴发展中，新的地槽-褶皺系常常切过老的。特别清楚的是华北地台的元古代褶皺带，它常切穿‘萌地台’与‘原地台’。因之可以推断，整个前寒武紀期間，随着时間的进展，整个大地构造图案是在不断变化着的。事实說明深断裂早在太古代就已出現，并对后期构造产生一定影响。

“上述事实說明地質界流行的‘泛地槽’与‘泛地台’理論是不符合地壳发育的眞实过程的。……”（地質学报 41 卷 1 期）

张文佑则認为：“如果有人过于強調了地球的連續发展，把人們对于地壳在元古代晚期以后逐步加強不均一性发展过程中所分异出来的地台（稳定的刚硬的地質体）和地槽（活动軟弱的地質体）的概念，机械地搬用到元古代早期至太古代时期，則将不免陷入均变論中（主张現代的地質变化和过去一样）。”（科学通报 1961 年 1 期）

此外，张伯声根据他对陝西、山西省的大地构造的研究，亦提出了新的看法。李承三也有不同的見解。国內許多大学地質系和地質院校构造教研室及各省的地質研究机构对我国大地构造亦作了很多研究工作，并有些不同的見解。据悉，謝家荣对我国大地构造也有些看法。而陈晉鑣对我国前寒武紀的大地构造特征确有一些不同的看法。

上述，系根据笔者的一些肤浅的很不全面的了解，做一极为簡要的介紹，由于水平及篇幅所限，还未能把所有的大地构造学者的学說一一介紹。就內容来看，也仅仅是側重在理論方面，至于对我国大地构造单元划分上的不同見解，則未及詳述。本文只对各家的不同学說、看法，按其原意加以引述（笔者并未加入自己的看法和評論）以便讀者参考和討論。

我們深信，通过党的百花齐放，百家爭鳴政策的貫徹，在学术上自由发表个人的見解，堅持个人的見解或保留个人的見解，不断通过座談、討論，本着取长补短，相互交流，互相促进，互相提高的精神，便能进一步促使我国大地构造的研究工作，向着更高的水平迈进一步。

第41卷 第2期 地 質 学 报 Vol. 41, No. 2
1961年9月 ACTA GEOLOGICA SINICA Sep., 1961

中国大地构造問題

謝家荣

中国大地构造的研究，是目前地质界最为关注并对找矿富有指导意义的問題。由于所根据的实际地质資料还很不完备，对于若干基本概念認識不一，因此，各人意見不免紛歧。本着“百花齐放，百家争鳴”的精神，特就个人肤浅的見解略述若干看法，請同志們指正。

一、基本概念

地质学研究的对象，应該是地球的整体，以及它与其他天体的关系，但目前观察和推断所及的范围，还仅仅是地球的表皮（地壳），而絕大部分的观察还仅局限于地壳的上部（所謂矽鋁层）。为了系統而合理地研究大地构造，必須对地壳的某些基本概念以及大地构造上的某些基本理論問題有充分的了解，玆根据国内外文献与本文有关的一些問題作簡略的介紹。

（一）大陆与海洋在物质上的基本区别

根据近年来地质与地球物理的考察研究，确定了大陆的組成以矽鋁层为主，厚可达16—35公里；海洋则以矽鎂层为主，其上仅有薄薄的一层矽鋁层盖层，厚5—10公里[25]。这个結論主要是从海洋地震波的研究中得出来的，它与重力的研究以及海洋与大陆在重力上保持均衡的学說，也是相符合的。根据詳細的地球物理观测，还可看出，大陆内部及海洋盆地一般都显示比較均匀的构造，但在大陆边緣，大山附近及深海沟，則有突出的重力异常，表示其物质成分的不均匀。

（二）大地槽的基本概念

大地槽的概念[16,22,23,26,30,31]是G. 赫尔(Hall)于1859年首先指出来的，他看到在阿帕拉契亚山褶皺区的古生代地层，比其西部傾斜平緩并沒有显著褶皺的、同时代的地层要厚得多，因此就联想到地层的厚度与褶皺山系的形成，可能有一定的关系，并認为褶皺可能是由于沉积加厚、上复地层压力增加所致。G. D. 丹納(Dana)同意赫尔的看法，并首先提出大地槽这个名詞，但認为褶皺山系的形成不是由于地层加厚及复盖压力的增长，而是由于地壳內部冷縮发生挤压所致，挤压的結果使地槽不断下沉，因而有特别巨厚的沉积。他又指出大陆与海洋盆地在地质特性上的基本区别，而正是在海陆的边緣地带，地壳被挤压的活动性最大，就产生了地槽。A. W. 葛利普(Grabau)[27,28]在赫尔与丹納的假說基础上，发展了地槽迁移的理論，地槽的不对称形态，及其与古陆及边緣平原在位置上的关系，这样就初步指出了地槽分布及大陆逐漸扩张的基本規律。后来的研究，又发現地槽常与火山噴发岩及几种特殊的沉积岩，如硬砂岩、含长石砂岩、矽质岩以及复理石相的砂頁岩等有关。研究愈精，发現特性愈多，但对地槽的定义及概念却不免紊乱。在美国及西欧文献中可大体分为两派：一派認为地槽除厚度特大外，还必須有較大的規模、狹长的形状，并有一定的分布位置，即位于大陆与浅海带之間，而且还必須有明显的褶皺；另一派則把所有沉积

特厚的盆地，无論其規模及位置如何均称为地槽（Stille, 1936, 1940; Kay, 1942, 1949）。

1951 年，M. 凱伊[30]提出了一个相当复杂的地槽分类，如下表所列：

1. 正地槽(Orthogeosyncline)：

（1）优地槽(Eugeosyncline) 有火山活动及特种沉积岩相。

（2）冒地槽(Miogeosyncline) 沒有火山活动，沉积岩相属一般的碳酸盐岩及砂頁岩。

2. 准地槽(Parageosyncline)：

（1）位于刚块(Craton)之間：

a. 外地槽（Exogeosyncline）楔形碎屑物，由外来沉积物造成。

b. 自地槽（Autogeosyncline） 稳定地带中部的盆地沉积，沉积物来源于盆地的周围。

c. 沟地槽(Zeugogeosyncline) 稳定地带中部的沟形沉积。

（2）其他：

a. 后生地槽(Epieugeosyncline) 位于褶皺带中，在主要造山运动之后形成。

b. 断沟地槽(Taphrogeosyncline) 断层沟中的沉积区。

c. 似地槽(Paraliageosyncline) 沿海平原沉积区。

另一种意見則認为只有优地槽及冒地槽可称为地槽，其他位于刚块之間及位于活动带中或迭复于活动带上的各种成因的盆地及沟地沉积俱不是地槽，因为这些俱是地台或刚块上的产物，或者其形成时期已在主要造山运动之后，已不属于地槽活动带的范畴；其沉积厚度与构造型相亦俱有所不同。P. B. 金氏（King)在其最近的著作[31]中，即持有这种观点。A. J. 伊尔德利（Eardly, 1951)[24]及 T. H. 克拉克(Clark）和 C. W. 斯蒂尔（Stearn)[22]也有相似的看法。

在我国关于地槽的概念，亦較紊乱，如张文佑[1]、黄汲清[3]，陈国达[2]等似乎均有只是优地槽才算眞正的地槽，而其他沉积厚、构造复杂、火成岩侵入众多，甚至还有火山噴发伴生的地区都不当作地槽看待的傾向。他們認为，只有中国的西部如祁連山、天山、喜馬拉雅山、秦岭等才是眞正的地槽，而东部則主要为地台区。但許多地方，特別如南岭一带，无論从构造形态、沉积厚度及岩浆活动方面看都不是地台。因此，他們就提出了許多新名詞，如“活化地台”、“准地台”甚至还有“地洼”[2]等等。有时他們为了避免用地槽这个名詞，而采用了“褶皺带”。伊尔德利的北美构造图[24]上也使用了“造山带”(Orogenic belt)一詞，但他承認造山带与地槽是密切相联系的。

笔者同意把形状、厚度、构造形态及其在大地构造模式中的位置，作为地槽的基本特征，至于有无硬砂岩等等的特殊岩相及火山岩夹层則作为次要特征。根据这种特征，就可把地槽分为两大类，即有特殊岩相及火山岩噴发者称为优地槽，沒有这种特征者称为冒地槽1)，两者俱符合于地壳活动的前提的。优地槽位于接近地槽的中心部分，沉降最深，岩浆活动最为剧烈，一部分地层遭受变質，故可称为地槽的内緣带。冒地槽則接近大陆，沉降較浅，一般显示与地台相似的岩相，但厚度大，褶皺明显，表示其地壳活动的特性，岩浆活动較少或缺失，未見有何变質现象，这是地槽的外緣带。

随着地槽活动的进行，岩浆活动亦有相当的演变[34]。一般講，在地槽发展的初期，有基性岩、超基性岩(橄欖岩或蛇紋岩)

1）“冒地槽”系张文佑所譯，“Miogeosyncline”一詞按原意有“渺小的”意思，笔者認为最好譯为“藐地槽”。

的侵入和細碧角斑岩的噴出，大多数为海底噴发。第二期为主要岩浆活动期，包括花崗岩化、深成花崗岩的形成及同褶皺花崗岩的侵入，而在本期之末則有构造后期的花崗閃长岩的侵入，第三期則为构造后的火山噴发。以上三期在每一个地槽中不一定都发育，而是随着具体构造的不同有所差异。

地槽的另一特征是多旋迴性的发展，在一个时代的地槽边緣，往往发展为另一时代的一个或几个地槽，如美国西部科迪勒拉山脉，先有早古生代的地槽，其后中間隆起，又分裂为东西两方的中生代地槽。阿帕拉契亚山脉也由北部的加里东地槽和南部的海西地槽所組成。欧洲的阿尔卑斯山除主要为第三紀地槽外，也有海西地槽的成分。因此，地槽发展的多期性或多旋迴性早經世界各国地質学家的实践所証明，可看作为地槽特征的一般規律。黄汲清[3]把它作为中国地槽的特殊現象，強調中国大地构造的特殊性是不能同意的。随着大地构造的发展，就出現了一系列的岩浆活动，并由此产生了一系列的矿床及多期性的矿床的形成。苏联地質学家对于矿床在地槽发展中的形成規律和特征，已有精詳的闡明，故不詳述。

上面已經談到大地槽的位置問題。根据古今海陆的关系，L. U. 賽特(de Sitter)[2?]把地槽分为三大类：1)洲际地槽(Intercontinental geosyncline)，即位于两个大洲之間的，如烏拉尔地槽、地中海地槽（包括比利牛斯、阿尔卑斯和阿特拉斯諸褶皺山系）；2)环洲地槽(Circum-continental geosyncline)，即位于大州边緣的地槽如北美的科迪勒拉、阿帕拉契亚諸地槽；3)环洋地槽(Circum-oceanic geosyncline)，最著名的例子为西太平洋从澳大利亚到阿拉斯加的島弧构造，西印度洋如古巴等地也属同样的島弧构造。这里有广泛分布的火山带，即所謂太平洋火圈(Circle of fire)者，在島弧的外緣为延长甚远的深海沟，及显著的重力負异常帶，而在島屿大陆之間又为各种深浅地震的分布中心，这一切都表示它的地壳的強烈活动性，而这种活动性是与大陆矽鋁层及海洋矽鎂层的互相挤压分不开的。某些地質学家相信这种島弧构造是現代优地槽的范例。在古代的許多地槽中都曾經历过这种半島式和島弧式的发展阶段，并具有強烈火山噴发的过程，不过深海沟、地震和負重力异常等現象，目前当然已无法辨察了。史蒂勒[35]認为島弧构造以日耳曼式的緩褶皺和块狀断裂为特征，表示它虽仍处在地壳活动的阶段，但已不能产生如阿尔卑斯山系那样的复杂強烈的构造了。賽特則認为島弧式构造在前寒武紀和古生代地槽中不存在或很少，而以环太平洋的中新生代地槽最为普遍，洲际地槽中偶有出現。至于島弧区造山运动的強度問題，某些地質家認为可能目前所見到者只是初期阶段，将来还可能发展成为阿尔卑斯式的构造。賽特曾列表比較各时代地槽的特征，并指出它們在岩浆活动、变質程度、构造形态及岩相等方面有共同之点，也有显著相异之处。前寒武紀地槽与較新地槽主要区分之点在于火山岩的特別发育、低度分选性的硬砂岩、长石砂岩以及巨厚砾岩占主要成分，而石灰岩則几乎絕迹或很少[32]。

（三）原始地壳及大陆扩展的概念

不論何种关于地球成因的臆測，都必須假定有原始地壳的存在。目前在地盾上所見最老的地层（其絕对年龄都在25亿年以上）不是花崗岩类岩石，而是基性火山熔岩及其派生的沉积岩。因此，可以設想原始地壳是属于矽鎂質的，与海底的主要組成

相似，矽鋁質的地壳則是后来生成的[15,33]。原始的矽鎂質地壳虽属非常单調，但其上也必有若干凹凸不平之处，而尤为重要的是当时已有水圈与大气圈的存在，它与地壳之間組成了最重要的不連續面[33]，因此，就将产生风化、剝蝕、搬运、沉积諸現象，由原始地壳风化下来的物質在凹陷中沉积，这是第一个地槽型的矽鋁質成分的沉积。这些沉积物愈积愈厚，幷由于地壳的活动性，遂将被埋陷到地壳的深处，受到热力、压力及地下岩浆作用，就造成了花崗岩类的岩石，而增加了矽鋁层的內容和厚度。由于地壳和岩浆活动，这些地槽活动帶最后又掀起成山，成为固化的大陆。因此，可以說地壳形成的过程，是大陆扩展的过程，是地壳刚块逐漸增加、活动地槽带逐漸減少的过程，这是正常的进程[12,35]。但在局部地区，也可見到相反的过程，卽刚块轉化为活动帶，也就是地槽增多的現象，这种現象可称为退化的（Retrogressive）或再生的（Regeneration）現象，它远不如正常进程之普遍。[35]

二、看法和問題

到目前为止，我国已經編著了好几种中国大地构造图，有的还附有詳細說明。我只研讀了黃汲清[3]、张文佑[1]、陈国达[2]、喻德渊[8] 馬杏垣[6] 等一些著作，因篇幅所限，只就个人所見，略述对中国大地构造的看法，同时也提出若干問題，以供进一步研討。

（一）中国地台的范围及核心問題

Ю. М. 謝音曼(Шейнманн)[17]在他“論中国地盾的历史”一文中初步划出了前寒武紀末期与寒武紀初期的中国地台的輪廓，它包括中国东部黃河及长江流域的大片地区，向西可能与塔里木盆地相連，但是南岭及浙、閩、粵沿海都不在其內。他根据那琳、泰勒及苏联的資料指出在印度支那，我国的西藏、昆仑山、天山，苏联外貝加尔的震旦紀沉积属地槽型，因此它們是位于这个中国古老地台之外的。在地台上有許多陆相沉积（如山西）还有冰川沉积（如西北及西南）及火山活动，至于在燕辽一帶震旦紀沉积厚达万米的地区，謝音曼仍认为是地台，而称它为华北沉陷帶。我同意謝音曼的意見，幷依据张文佑等[1] 命名的先例，应称它为中国地台。

在中国地台上可分出地盾和台坪，还可分出許多凹陷和隆起、穹窿和盆地等。我国地盾頗为零碎，主要者可分为七条，卽內蒙-阿拉善帶、山海关辽东帶、山西帶、山东帶、秦岭帶、江南帶、康滇帶等。其他为較厚的沉积盖层所复盖者俱可称为台坪，如塔里木台坪、柴达木台坪、华北台坪、华南台坪等。华北台坪又包含着許多隆起和凹陷，最典型的如賀兰山、六盘山隆起、陝北鄂尔多斯盆地、呂梁五台隆起、太行隆起、华北平原、山东隆起等等。华南台坪包括四川盆地、云梦盆地、衡阳盆地、鄱阳盆地等。在地台上还可分出一些沉积較厚活动性較为显著的过渡帶如燕辽凹陷帶、揚子下游凹陷帶、浙贛凹陷帶、湘西川东凹陷帶、湘南粵北凹陷帶等，常具有准地槽的性質。在张文佑、黃汲清、陈国达的中国大地构造著作中对此种二、三級构造单位均有詳細說明，幷創立了許多专名，本文旨在闡明輪廓，故不拟詳論。

前震旦紀的地質历史是既悠久而又复杂的，由于地层的复杂，变質的強烈，而絕对年龄鑑定的資料又較少，至今还未能提出比較完整的前震旦紀的分层系統。根据国外研究的資料指出，前震旦紀地层一般以地槽沉积为主，张文佑称之为泛地槽阶段，而前震旦系的下部，卽太古代地层中，尤

以含有特多的海底基性火山噴发岩及分选不良的碎屑岩，如砾岩、硬砂岩等为特征。而据最新研究，在太古代和元古代地层相交之处往往分布着有重大經济价值的矿床如金、鈾、鉄等等，因此把中国地台上的最老地层分布的范围划出来，即研究核心的分布，就具有非常重要的現实意义了。

根据不多的絕对年龄的測定[19]，在辽宁鞍山，穿过鞍山羣片麻岩的伟晶岩的絕对年龄为 22.4—25.6 亿年，故鞍山羣的年代应更老，应为中国最老的地层，它可与烏克兰地盾的片麻岩相对比。在山西(繁峙、代县)、山东(桃科庄?)、内蒙(烏拉山)所測侵入五台羣的伟晶岩或花崗岩(山东)的年代为 17—19 亿年，它可能代表五台羣的上限。因此可以說，中国太古界已測定的年龄为 22.4—25.6 亿年及 17—19 亿年的两个旋迴，他們都是地槽型，并且还都是优地槽的沉积。从地区分布上来講，它們可代表内蒙（黃汲清称之为“内蒙地軸”)、山西及山东的三个最老的核心，至于内蒙核心是否可西連到阿拉善三角地？山西及山东的两个核心从前是否相連？每个核心的范围究有多大？还有待更多的研究来决定。秦岭地軸及淮阳地盾是否也可代表中国最古的核心区，还未能决定。

从白云鄂博白云岩的絕对年龄測定，推知滹沱羣的年代为 15.5 亿年，而在海城穿过辽河羣的伟晶岩的年代則为 14.1 亿年，与它极为相近，因此可以推断滹沱羣与辽河羣可以对比，而滹沱羣可能与震旦系不同，具有更古老的年龄。张文佑曾推断滹沱羣是一种冒地槽沉积，我認为是很准确的。

在震旦系中不同层位的海綠石絕对年龄的測定結果是极不一致的，大約在 8—10.4 亿年的范围之内，可能与俄罗斯地台的“里費系”大致相当。

在秦岭及其以南还沒有很老的絕对年龄測定資料。在黃陵背斜中穿越前震旦紀片麻岩的英云閃长岩及伟晶岩，其絕对年龄均仅为 8 亿年左右，因此，这里肯定沒有太古代地层。至于秦岭地軸、淮阳地盾及江南古陆，均应属于前震旦紀，且有地层資料佐証，而毋庸怀疑。但是否有太古界或全部属元古界？目前尙难决定，将来必須用絕对年龄测定資料来作最后驗証。在云开大山、九岭及閩浙間分布的变质岩区，以前曾被認为属前寒武紀，并以此作为华夏古陆存在的根据，我則認为它可能是加里东或中生代优地槽相的一个变种，后再詳論。梧州附近的变质岩則可能属前寒武紀，而为江南古陆向南突出的部分。最成問題者是武功山变质岩的时代，它可能代表古老核心的一块小露头，因为在它附近发現了前寒武紀条带状的沉积变质鉄矿，这可能是元古界底部地层的特征。

从上面的論断，我們可初步划出中国地台的分布范围是西自塔里木，北达内蒙地軸，东至山东、辽宁，东北包括松辽平原，南至江南古陆及梧州，包括川、湘、黔、滇、桂的一部分（图 1)*。在南岭及浙、閩、粤沿海一带，无論从地层或絕对年龄测定的資料，都沒有古老地台展布的征象；华夏古陆大概不会存在。因此，张文佑、黃汲清、陈国达等認为中国东南部为一地台的說法似乎是根据不足的。西藏及喜馬拉雅山經受过連續的海侵及造山运动，应該是一个活动的地槽褶皺带。因此，葛利普所称的“西藏古陆”可能也有問題。

至于核心的分布范围，还要依靠更多的絕对年龄資料及詳細的地层研究来确定。我的初步推断是我国可能有三条核心带，即北为内蒙带（从鞍山到烏拉山或更远)，中为山西、山东带，南为秦岭淮阳带。

* 图 1 上的松辽平原应划入中国地台。

最后一个带尚待更多的資料来驗証。武功山是否为一个核心带尚不敢断定（图 1）。

从上所述，可知关于我国前寒武紀地层的研究，今后应大力开展絕对年龄的测定工作，根据絕对年龄划分出最老的核心区，同时进行关于沉积岩相、沉积間断、岩浆活动、构造方向等等的詳細研究，建立我国前寒武紀地层的分层系統，以此来闡明我国前寒武紀地質的发展史。据最近在加拿大地盾[22]的詳細研究(J. E. Gill)，据云可划分出 30—40 个主要造山运动期，这种十分复杂的前寒武紀地質发展史値得我們深切注意。

（二）中国地台的断裂运动

上面已經談到，我国的五台羣可能属优地槽沉积，而滹沱羣則属冒地槽沉积。它与地球上其他地方一样，是在泛地槽的体系下形成的。这个古老地台形成之后，也与世界其他地区一样，經受了剧烈的升降运动，造成了許多深大断裂。在中国的这块古老的地台上，深大断裂的发育似乎更为广泛而深入，并且大致沿着东西向和南北向的格子状排列的。A. C. 霍敏多夫斯基(Хоментовский)曾建議称为"湊合地台"(Mosaic platform)，是頗能反映出它的特征的。由于断裂运动的发展，各地区前寒武紀地层的时代及性質就很不一致，如在山东沿着濰坊、郯城南北向深大断裂的东西两方，前寒武紀地层卽具有不同的性質，如在魯西泰山一带，多属片麻岩及片岩，时代似較老，而在魯东則常夹有大理岩，而在烟台一带还发育了千枚岩。深大断裂的存在，还可以从沿着这个带广泛分布着各种不同时代及不同性質的侵入岩及火山岩来推断。从此就可推断大多数深大断裂，都是从前寒武紀开始，而在以后的各地質时代中又継續复活，并且是从不同的深度上灌注岩浆，因而形成了各种成分的火成岩。

中国及苏联学者們在"关于中国岩石的絕对年龄"一文[19]中曾指出，北自苏联的阿尔丹地台、南至中国的南部，剝蝕的深度是愈北愈深，因此愈向北的地台，其岩石的时代就愈老，而向南則复盖愈深，时代也愈年青。这个結論，大体上可以运用，并且是可以用沿着东西方向的不同程度的升降运动来解說的。

（三）加里东地槽的分布及其性質

自从在"龙山系"中发现了化石并确定其时代属早古生代以来，在江南古陆以南、梧州以东，在贛、湘、粤境內分布着一条加里东地槽褶皺带已是毋庸置疑的了。张文佑等在"中国大地构造綱要"最后一章中也指出了这一点。从"龙山系"富于矽質岩、頁岩及少含石灰岩的特点来看，它与华南一般的早古生代地层是有很大的不同，而褶皺剧烈、形态复杂等等，俱指示属于标准地槽的范疇。至于有否火山岩及侵入花崗岩等則目前尚难肯定，玆初步定为应属冒地槽的类型。値得注意的是分布在它东南边緣沿着云开大山、九岭及将乐、建阳、龙泉、諸暨一带断續出露的变質岩系，是否为前寒武紀而代表着华夏古陆的成分？玆根据上述中国古老地台的分布范围、大地构造的一般模式以及此处地层有愈向东南愈新的趋向，认为这些变質岩可能是属于变質了的加里东优地槽的沉积，也可以說是加里东地槽的內带，或是中生代地槽的核心。由于向东北为大片火山岩流所复盖，而向东南則又为中生代地槽沉积所复，所以它出露极不完全，并有許多中断之处。关于这个問題，目前搜集的資料还不够，但它是很有意义的，因为这关系着"华夏古陆"是否存在。依照笔者的看法，則"华夏古陆"很可能是不存在的。为了研究这个問題，

首先必須测定这类变质岩的絕对年龄，其次則研究"龙山系"沉积物的来源方向等，也可起輔助的作用。

在祁連山两翼的火山沉积岩系，无疑是代表着优地槽的沉积，但其时代則迄今尙未十分肯定。根据鏡鉄山夹皮沟一带的剖面它紧接位于含奥陶紀化石的白云岩和石灰岩之上，因此其本身也可能属奥陶紀。皋兰附近的地层岩性相似，其时代亦应属早古生代，但最近有人認为其时代可能属前寒武紀。玆暂仍以鏡鉄山的剖面为准，把祁連山两翼俱作为加里东地槽，中間則为祁連地軸，也可称为槽背斜。秦岭与祁連山遥相連續，应在其南北两翼同样发育加里东地槽。笔者怀疑最近被定为属元古代的"柞水系"，其岩性与皋兰附近的火山沉积岩頗相似，是否也可属奥陶紀或早古生代？

昆仑山、天山及阿尔泰山主要属海西地槽褶皺带，但局部也可能有加里东地槽的发育。祁連山及秦岭既属完整的加里东地槽褶皺带，則从此向西延展及于昆仑山、天山及阿尔泰山是非常可能的。加里东地槽具有狹窄的带状分布，远不如海西地槽的寬广，这可能是由于基底开始断裂时范围狹小的緣故。在东北大兴安岭北段額尔古納隆起带中很可能有加里东地槽褶皺带的存在，値得进一步研究。

滇西保山、龙陵一带横断山脉的大地构造性质，还沒有搞清楚。孙云鑄[7]認为应属地槽相，但保山一带的古生代地层，褶皺不剧烈，除局部例外，可能均属地台型。

目前較为确定的加里东地槽，有华南的贛湘粤地槽及中部的祁連-秦岭地槽，前者位于中国古老地台的东南边緣，已采取了与太平洋相一致的即东北-西南的方向，而后者則位于分裂了的中国地台之間，可能与古地中海有关，而属洲际地槽，并采取了北西西的近乎东西的方向。昆仑山北緣、天山及阿尔泰山如果确有加里东地槽，則应与祁連-秦岭地槽带一样，同属于沿着古地中海分布的洲际地槽，并成为其后在西北地区广泛发育的海西地槽的先驅。东北大兴安岭北部的加里东地槽如果存在，应为貝加尔地槽的延展。

（四）广泛分布的海西地槽

从晚古生代开始，沿着中国古老地台的边緣，或在固化了的加里东褶皺带基础之上，广泛发育了海西地槽，其中最重要和最显著的要算天山、阿尔泰山、內蒙及东北的大地槽带了，它自北而南，沿着苏联的貝加尔湖加里东褶皺带的外围，穿过整个蒙古人民共和国而到达我国的內蒙，因此它是位于西伯利亚地台和中国地台之間的一个最广泛的地槽带。这个地槽带在东部可能达到燕辽地盾以北的大部分的东北地区，但現在則为松辽平原及大小兴安岭的中生代地台和地槽褶皺带所分割。在天山及阿尔泰山，在两个地槽带之間为准噶尔盆地，它的性质，还不很明了；有的認为是古老地块，有的認为是古生代岩系的基底。从目前所知的岩性来判断，天山及阿尔泰山均夹杂着很多的火山岩，可能以优地槽为主。东北大兴安岭的晚古生代地层也夹有很多的火山岩，并已确定有海西花崗岩的侵入，地槽褶皺带的主軸似沿着阿尔山-巴林一綫的方向分布，应属优地槽类型，在地槽带中还有超基性岩体的侵入。內蒙地槽带中也有火山岩及超基性岩。

在中国古老地台的南緣，也同样发育着广泛的海西地槽，其中以昆仑山北部及松潘、甘孜最为显著，并可能連成一片。关于这两区的地质資料还很不够，各人的看法也不一致，但似乎大家都認为有海西地槽的存在，因为其中有許多火山岩夹层，所以可能以优地槽为主。秦岭南部也有海西

地槽，但属冒地槽类型。张文佑还根据褶皺形式把秦岭的海西地槽向东連到下揚子-錢塘地区，是否如此，尚須更多的資料来驗証。

沿着中国地台的东南緣及南緣，特别是在贛、湘、粤加里东地槽的前緣，所有晚古生代地层的沉积厚度都不大，褶皺不很剧烈，岩性亦不特殊，因此都应該是地台型而属于地槽区中的山間凹陷。

从上所述，可知海西地槽在中国的分布非常广，它代表在加里东地槽褶皺带的前緣，大陆継續分裂，海侵継續深入，地壳継續凹陷，最后掀起成山，成为最广泛的海西地槽褶皺带。据目前所知，海西地槽的分布似頗有規律可循，即主要分为南北两带，并均大致呈东西方向，但松潘、甘孜則呈南北向，属于横断山脉的方向。作者相信松潘-甘孜三角地連同康滇地軸及横断山脉是中国东西两大部分不同构造綫方向会聚的焦点，它一定还含有更古老的构造成分，如加里东地槽及古老的地台等等。

（五）中生代（主要是燕山期）的地槽褶皺带

在大片中国地台上都經受过燕山期的地壳运动，但根据地层厚度及褶皺形态，它們都是地台型的。有些象燕辽凹陷带（从北京西山到太子河）、下揚子凹陷带、浙贛凹陷带等，确实表現了一些准地槽的性質，但还不是标准的地槽褶皺带。

关于浙、閩、粤沿海带的大地构造性質，曾有过不同的看法，許多人都認为是地台区。但由于褶皺剧烈，岩浆活动頻繁，黄汲清称之为准地台，而陈国达、张文佑則把它看作为活化地台。B. B. 别洛烏索夫（Белоусов）称之为在白堊紀时經受过花崗岩化的台背斜。他并認为中国地台在中、新生代的发育，有其特殊之处，因此，自然地提出它究竟为地台，抑或准地槽的問題。由于最近在本区（恩开、广州、陆丰、五华、紫金、龙門一带）的侏罗紀地层中发現了許多海相化石，全层厚度最厚可达 10,000米；沉积岩以矽質层及泥岩为主，几乎找不到石灰岩，其中含有許多层火山岩流及凝灰岩，还有許多花崗岩的侵入体；褶皺剧烈，所含煤层都高度变質成无烟煤，这与其北面地台上的陆相煤盆地均为低級烟煤或烟煤者适成显著对照，这一切都表示它是标准的优地槽褶皺带。在福建厦門一带零星出露的变質較深的地层，可能也属中生代，而代表优地槽沉积的一种变种。再加上地槽往往发育在大陆的边緣，以及它向南可与印度支那半島及馬来亚的中生代地槽相連，向北它可与苏联的錫霍特-阿林（海参威、哈巴罗夫斯克一带）中生代地槽相連的事实，笔者深信这个閩、浙、粤沿海地区应列为燕山地槽褶皺带。采取这样的看法，則一切所謂有违常理的現象（如岩浆活动、构造复杂等等的現象，都是地槽所固有的特征）均毋需另加解說了。

在桂西、滇中及滇西广泛分布的中生代紅层，厚可达三、五千米以上，构造复杂，还有相当多的侵入岩，笔者認为这也是地槽褶皺带，不过可能属于冒地槽的类型。张文佑在他的論文中也提到了这一点。这个中生代地槽带向西北可能与西藏相連。本区大理及哀牢山变質岩带的时代問題，迄今尚未肯定。有属前寒武紀或中生代的两种說法，它可能代表地槽中的隆起部分，因此可称为槽背斜，也可能为冒地槽中的一条优地槽变質带。

西藏的大地构造性質，由于資料不够，迄今尚多不同的看法。张文佑認为，除在昆仑北緣为海西地槽，喜馬拉雅山为阿尔卑斯地槽外，西藏的大部分地区，北自昆仑，中經可可稀立山，南至唐古拉山，俱属

地台，为中国地台的一个組成部分。黄汲清则把这个广大地区称为西藏准地台。我的看法则以本区的侏罗紀、白堊紀地层发育特别广厚，褶皺亦甚強烈，而自奇林湖至拉薩間，在中生代地层中火山岩及侵入花崗岩較多，因此暫时假定为中生代地槽带。其中北面的一带可能属冒地槽，可与滇西、滇中者相連，南面的一带则可能为优地槽；至于向东如何延展，还不清楚。

以上所述都是沿着中国地台东南緣和南緣发育的中生代地槽褶皺带。在中国东部沿海地带，包括魯东、北京西山、河北、辽宁以及东北的大片地区都有中生代火山沉积岩系的分布，厚度往往达数千米，褶皺形态有的非常強烈，如北票的逆掩断层，即代表燕山运动的标准剖面；有的地方，如魯东则褶皺一般平緩。东北大兴安岭、滿洲里、根河、博克图一带的中生代地层，总厚一般不超过 2,000 米，褶皺比較平緩，其中所含煤层仍保留在褐煤阶段，但在大兴安岭东南坡突泉与烏兰浩特市間同时代的煤层均变质成为貧煤或无烟煤，地层总厚增至二、三千米，褶皺剧烈，构造复杂。笔者認为，这是标准的燕山地槽带，它向南可能与北票相連。鉴于苏联远东沿海存在着广泛的中生代地槽褶皺带，因此把东北的某些地区划为中生代地槽褶皺带是既符合于大地构造发展的規律，又符合于与邻国大地构造相銜接的原则的。笔者并推測在朝鮮境内也可能有中生代地槽褶皺带的存在，这样就可以把苏联沿海及中国东部的大地构造連系起来了。

（六）新生代（即喜馬拉雅或阿尔卑斯）地槽褶皺带

喜馬拉雅地槽褶皺带分布在喜馬拉雅山及台湾一带，这是大家所公認而毋庸怀疑的，但关于地槽的性质，是属于优地槽还是冒地槽则尚未能肯定。台湾第三紀地层中有許多火山岩，可能局部代表优地槽的沉积，而日喀则在海相第三系地层中有基性及中性火山岩，因此它很可能也属优地槽的类型。

在亚洲大陆的东緣太平洋沿岸，北自阿留申羣島、千島羣島，中經日本、琉球及我国的台湾，与菲律宾以至印度尼西亚諸島組成了著名的富于火山噴发、地震、深海沟及重力負异常的島弧构造。这些构造[1]都是新生代的地槽褶皺带，它从印度尼西亚向北，經过緬甸、不丹、錫金、尼泊尔而与我国的西藏相連。这个环繞着亚洲大陆的新生代优地槽褶皺带是継承了中生代的地槽褶皺带而作有規律的分布的。也可反証，在其靠近大陆的部分，必有一条中生代地槽褶皺带存在的可能。同时在閩、粵沿海及海南島北部发育的第三紀及第四紀沿海平原沉积，其中包括玄武岩的噴发，地层傾斜平緩，可能代表新生代的尚未褶皺和完成的似地槽。

在中国大陆上沿着許多大盆地（塔里木、柴达木、河西走廊、准噶尔等）发育的新生代地层，除在边緣带褶皺較显著外，一般都傾斜平緩，表現了标准的地台构造。

海南島虽居于与台湾相似的位置，但地质情况则頗为不同。由于花崗岩侵入較广泛，地层变质較深，其时代頗难确定。从目前所得化石材料判断，大部分灰岩均属二迭紀，可能还有三迭紀的青龙灰岩及寒武紀灰岩。以上地层似均属地台型。花崗岩侵入时代很可能属燕山期，这从矿床类型来看亦可得出同样的結論。因此，这个地区可暂定为在古生代地台沉积的基础上又有中生代沉积及燕山花崗岩化的中生代地槽褶皺带，它代表地槽的中間隆起部分，即槽背斜，可能与我国的大理一哀牢山，直

1）李四光先生称之为新华夏式构造。

至越南的河內，即沿紅河流域的变質軸心有遙相連系之势。

（七）地質力学和各种构造模式的分析研究

在大地构造的研究中必須深入考慮力的分析以及由此而产生的各种构造模式的比較研究，因此由李四光[4,5]所首創的地質力学及由他所領导的地質力学的工作，就显得非常重要了。这种研究，与一般的大地构造研究，并不矛盾；相反地，它們是完全可以融合起来的。张文佑等在“中国大地构造綱要”一书中就已做到了这一点。不过为大多数地質学家所接受的地槽和地台的基本概念，在任何形式的大地构造图上都需要明显地表示出来，再加上深大断裂带的位置，主要构造綫的方向，各种应力的方向、分布及其相互关系以及不同构造模式的分析，就可获得更深入而全面的大地构造的認識了。也只有这样做，才能对地壳运动的成因問題研究，創造有利的条件。

东西向构造綫和南北向构造綫即李四光的西域系和华夏系，是在原始古老地台上在分裂和湊合的过程中所形成的。前者大致控制了古地中海的延展以及沿着它的边緣发育起来的加里东和海西地槽的分布和許多横向大盆地的位置；而后者则控制了太平洋方向1) 的輪廓以及經过新构造运动形成的松辽平原、华北平原等一系列縱向大凹陷的位置和沿其东南边緣所发展起来的从加里东到喜馬拉雅的各种地槽褶皺带。这种构造綫与深大断裂的发生和发展是分不开的，并且在古老地台上开始形成后，又在各个不同地質时期中継續复活，継續断裂，并从而控制了盖层的褶皺和断裂。

产生这种基底断裂的原因，是构造地質学上迄今尚未解决的一个基本問題。从它影响所及的深度及縱横排列的方式，我們不能設想它是由地球的冷縮或自轉所引起的，它必須导源于更深的地方（“地幔”2) 或以下），由于对流或岩浆的振盪波动或其他原因所造成的。

地槽区代表着大陆的矽鋁层与海洋的矽鎂层相互挤压的活动性最大的地区；在长期的沉陷中，它迅速地堆积了一般是选分不好的巨厚的沉积，其后迴返隆起，經过錯动挤压，就形成了強烈的褶皺，同时伴随有花崗岩化及大片花崗岩的侵入。在太平洋沿岸广泛分布的島弧构造，大家都相信至少是古生代以来优地槽的現代范例。这种构造，李四光称之为边緣弧，以别于他在大陆上所发現的“山”字形构造和旋捲构造。李四光曾指出“山”字形构造的后面有一个脊柱，而边緣弧的后面則为平行的断裂带。这种詳細的构造模式的研究，对于盖层滑动的力学分析是有重大的意义的。

上面已經談到松潘-甘孜三角地西为横断山脉，东为龙門山及向北延展的六盘山、賀兰山，为我国东西两大部分构造綫会聚的焦点，可能是控制中国构造体系的枢紐，以后应对它的地层时代、构造形态及发展历史，予以研究。张文佑曾指出这个三角地的排列，好象是一个巨大的“山”字形构造系，而笔者所要补充的是，它的頂点适与苏联貝加尔湖加里东褶皺带的弧形頂点同位于南北向的一条直綫上，这种南北对峙、遙相呼应的形势，值得我們深切注意。因此，可以概括地說，中国的地質构造归根結蒂是西伯利亚和印度地台相互挤压而形成的。

三、找矿意义

最后談談大地构造的找矿意义，因为

---

1) 已故章鴻釗先生曾称之为“震旦方向”。
2) 即“Mantle”或“Мантия”，目前尚无統一譯名，在此暫作“地幔”。

篇幅所限，只能談几点原则：

1. 首先要在前寒武紀变質岩中划分出太古界的最老核心区及元古界的較新变質岩区，因为在这两层交界的地方，在国外已发現了很多重要的矿床，如鉄矿、金鈾矿，及鎳、銅、鉛、鋅矿等。

2. 深大断裂不但控制了大地构造的发育，也控制了岩浆活动及随之而来的一系列矿床的形成，必須予以足够的注意。

3. 要寻找沉积矿床，首先要划出对利于成矿的各种不同时代的沉积大盆地，要确定它的分布范围、沉积厚度、构造形态、基底起伏，还要研究沉积型相、沉积物的来源以及古地理与古气候的推断，从而才能全面而系統地研討盆地的地質发展史。只有在这种科学論断的基础上，才能准确有效地研究成矿規律，并指出找矿方向。

4. 要区别在地台区中的隆起、凹陷、穹窿、拱层等，它們对于沉积矿床的形成及某些内生矿床的控制，有重要意义。要区别在地槽区中的中間地块或槽背斜及山前凹陷、边緣凹陷等，这对找矿方向及划分成矿带很有帮助。

5. 要闡明矿床类型及矿床的变質程度与大地构造的关系，譬如上面所述，利用煤的变質程度来划分地槽和地台。在大地构造研究的基础上，也可反过来用为指示寻找特殊煤种(如炼焦煤)或其他矿产的标志。

6. 要研究在大地构造发育的各阶段所产生的矿床的类型、特征、分布規律及其与岩浆、构造及岩性的各种控制条件，这样才能科学地划分出成矿区及成矿带，以供进一步找矿的参考。

7. 在冲积平原、冲积大盆地或其他盖层較厚的地区，要詳細分析和研究各种物探資料，摸清基底的深度及其起伏情况，結合附近山区地質資料，推断有无潛伏构造、傾沒构造或潛山等，这对寻找油气矿床有很大的效用。

8. 要充分研究各种化探資料，与区域地質、矿点分布及大地构造相結合，来研討各种异常的找矿意义，并进一步划分地球化学区。

9. 要根据古地理、沉积型相及沉积物粒度的变化，追索出古海岸綫的分布趋向及范围，作为寻找沿海带沉积矿床的指針。

10. 要考虑各种新的成矿理論，如花崗岩化与成矿的关系、热力蒸餾說、矿源层概念、同生矿与后生矿的区别等等，对找矿的实际意义。

参 考 文 献

[1] 中国科学院地質研究所，中国大地构造綱要（附1:4,000,000 中国大地构造图），科学出版社，1959。

[2] 陈国达，地台活化説及其找矿意义，地質出版社，1960。

[3] 黄汲清，中国地質构造基本特征的初步总結，地質学报，第 40 卷，第 1 期，1960。

[4] 李四光，中国地質学(张文佑編譯)，正风出版社，1953。

[5] 李四光，旋捲构造及其他有关中国西北部大地构造体系复合問題，科学出版社，1955。

[6] 馬杏垣等，中国大地构造的几个基本問題，地質学报，第 41 卷，第 1 期，1961。

[7] 孙云鑄，中国地質基本特点与地下資源的关系，地質知識，1954 年，三月号。

[8] 喻德渊，中国地質学，地質出版社，1959。

[9] 霍敏多夫斯基 A. C. 稳定地块及大地褶皺带之构造及发展特点与生成其中之煤田的規律性，1952年地質部編印。

[10] Белоусов В. В. Основные черты тектоники центрального и южного Китая. Изв. АН СССР, сер. геол. № 8, 1956.

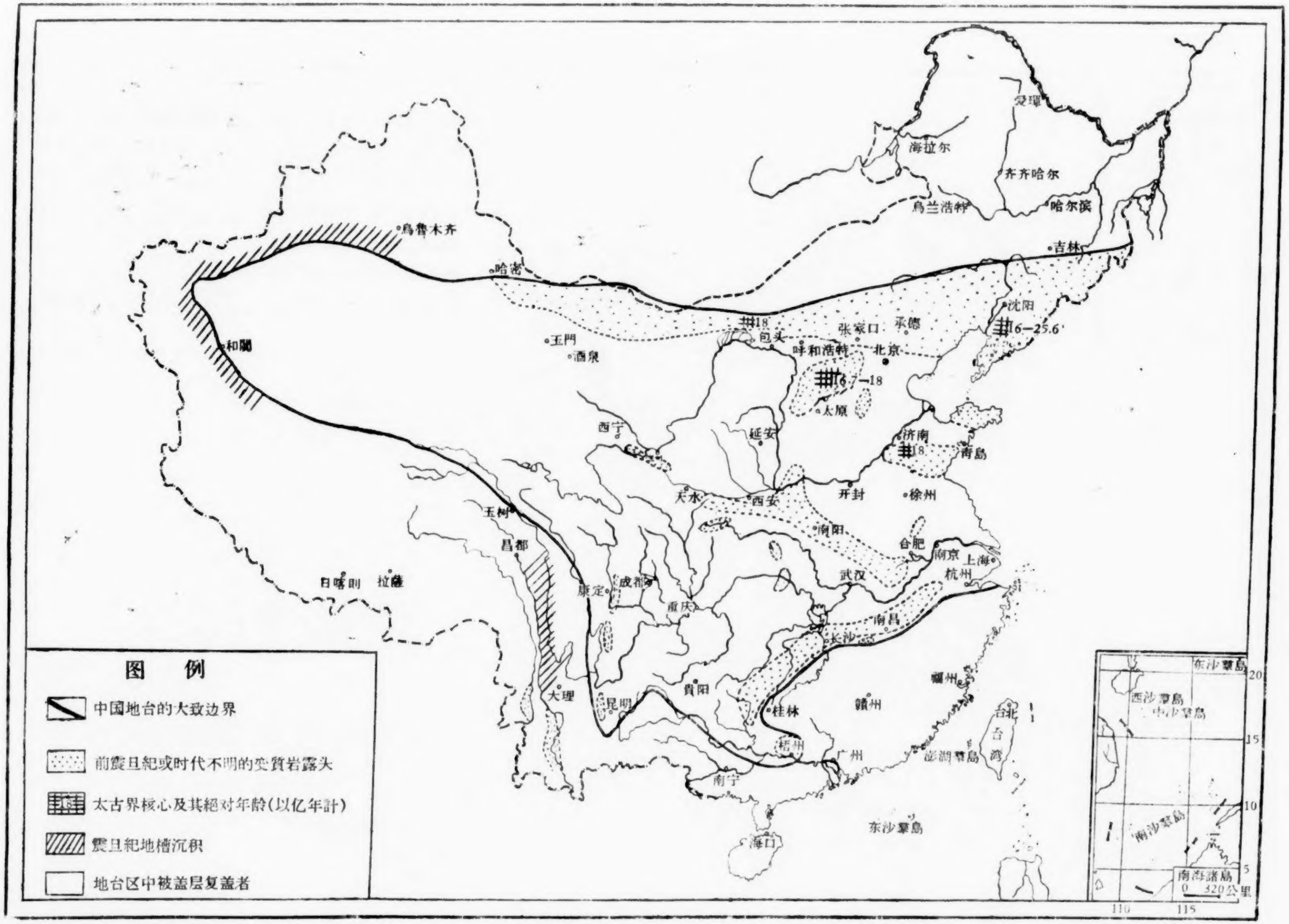
[11] Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. госгеолтехиздат, 1954.

[12] Белоусов В. В. Вопросы строения и развития земной коры. природа, 1951, № 9, стр. 21—32.

[13] Белоусов В. В. Тектоническое развитие земного шара. природа, 1952, № 2, стр. 49—57.

[14] Синицын В. М. Строение и развитие китайской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол. № 6, 1948, стр. 97—104.

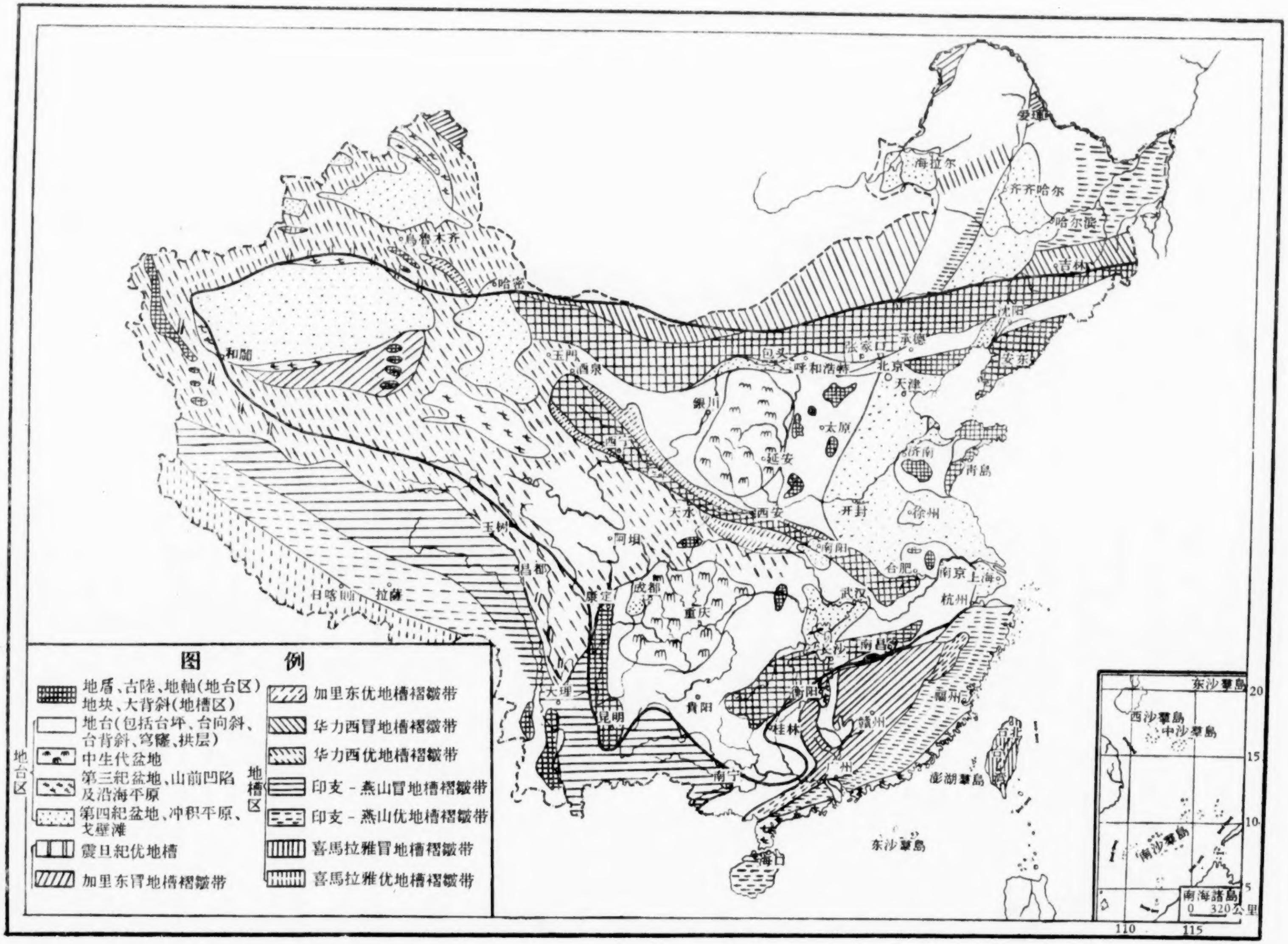
[15] Павловский Е. В. О некоторых общих закономерностях развития земной коры



附注:中国地台应包括松辽平原

“本图我国国界綫根据解放前申报地图繪制”

图1 前寒武紀中国地台的分布范围示意图



附注：中国地台应包括松辽平原，图中将台湾中部变质带列为优地槽已証明不确

"本图我国国界綫根据解放前申报地图繪制"

图2 中国大地构造示意图

Изв. АН СССР, № 5, 1953, стр. 82—89.

[16] Хаин В. Е., Шейнманн Ю. М. Сто лет учения о геосинклиналях, Советская геология, вып. 11, 1960, стр. 3—44.

[17] Шейнманн Ю. М. К истории синийского щита. Пробл. Сов. геол. № 7, 1937.

[18] Шейнманн Ю. М. Древнейшие структуры платформ и их значение для общей тектоники. Сов. геол. № 3, 1959, стр. 27—41.

[19] Ли Пу, Чен Юй-чи, Ту Гуан-чжи, Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Кнорре К. Ч., Полевая Н. И., Брандт С. В. Об абсолютном возрасте горных пород Китайской Народной Республики. Геохимия, 1960, № 7, стр. 570—585.

[20] Bubnoff S. V. Grundprobleme der Geologie, 1954.

[21] Bucher W. H. Deformation of the Earth Crust. Princeton Univ. Press, 1933.

[22] Clark T. H. & C. W. Stearn. The Geological Evolution of N. America, 1960.

[23] de Sitter L. U. Structural Geology. Mcgraw Hill, 1956.

[24] Eardley A. J. Structural Geology of North America. Harper & Bros. 1951.

[25] Ewing M. & P. Frank. Geophysical Contrasts between Continents & Oceans. Spec. Paper 62, Geol. Soc. Am. 1955.

[26] Glaessner M. F. & C. Teichert. Geosyncline, a Fundmental Concept in Geology, Am. Jour. Sci. 245, pp. 463—82, 571—91, 1947.

[27] Grabau A. W. Migration of Geosyncline, Bull. Geol. Soc. China Vol. 3, No. 3 & 4, 1924.

[28] Grabau A. W. Fundmental Concepts in Geology and Their Bearing on the Chinese Stratigraphy. Bull. Geol. Soc. China, Vol. 16, 1936—37.

[29] Hawks L. Some Aspects of the Progress in Geology in the Last Fifty Years, I-II Quat. Journ. Geol. Soc. London, Vol. 113, No. 451, pp. 309—322, 1957, Vol. 114, No. 455, pp. 395—410, 1958.

[30] Kay G. M. North American Geosyncline. Mem. 48, Geol. Soc. Am., 1951.

[31] King P. B. The Evolution of North America, Princeton Uni. Press, 1959.

[32] Pettijohn F. J. Archaen Sedimentation. Bull. Geol. Soc. Am. Vol. 54, pp. 925—972, 1943.

[33] Paige S. Sources of Energy Responsible for the Transformation of the Earth Crust, Spec. Pap. 62, G. S. A. 1955.

[34] Read H. H. Granite Series in Mobile Belts. Spec. Pap. 62, G. S. A. 1955.

[35] Stille H. Recent Deformations of the Earth Crust in the Light of Those of Earlier Epochs. Spec. Pap. 62, G. S. A. 1955.

[36] Wilson J. T. The Development and Structure of the Crust in "Earth as a Planet". Edit. by G. P. Kuiper, Univ. Chicago Press, 1954.

第41卷 第2期 地 質 学 报 Vol. 41, No. 2
1961 年 9 月 ACTA GEOLOGICA SINICA Sep., 1961

消息报导与学术动态

我国东南八省鉄矿預测会議报导

叶 庆 焕

今年四月份，由地质部地质科学研究院主持并在江西省地質局的大力組織下，召开了我国东南八省（赣、粤、桂、湘、鄂、皖、浙、閩）鉄矿預测会議。出席这次会議的共有卅余人。召开这次会議的目的，是为了总結和交流上述几省鉄矿成矿規律研究的新成果、成矿預测图的編制及其在生产上应用的經驗。大会还討論和拟定了我国东南八省今后富鉄矿的重点研究工作及找矿方向。

会議先后听取了江西省李如臯同志及各省局（厅）代表关于本省各类型鉄矿成矿規律及其預测的报告。通过座談和討論，認为：我国东南八省內生鉄矿类型齐全，其中以接触交代-高温热液矿床（广义矽卡岩型矿床）最重要，并結合工业利用，进一步从矿物組合上对其划分了亚类，如黃銅矿磁鉄矿、黄鉄矿磁鉄矿、多金属磁鉄矿、錫石磁鉄矿、单一磁鉄矿和单一赤鉄矿等組合。另外，还强調指出与建德羣火山岩系有关的中低温热液矿床的找矿远景，也总結了鉄帽矿床的富集規律及其工业意义。对于內生矿床成矿規律作了全面概括，特别注意了鉄及其伴生元素迁移、富集的地球化学規律性。

关于內生鉄矿成矿期，与会者大多数認为：应以燕山期为主，以燕山早期为成矿作用盛世，至晚期則成矿之势逐漸銳減。也有部分代表認为：一部分內生鉄矿应属印支期，如海南島和安徽的一些內生鉄矿床，或者是属印支-燕山期，如江西某些黄鉄矿磁鉄矿組合型矿床。广东省地質局代表認为，还有加里东成矿期存在。虽然上述問題未能得到統一看法，但是大家对于与多次岩浆活动息息相关的內生鉄矿具多次成矿作用的認識则是一致的。

会議还对我国东南八省各时代地层中沉积和沉积变质鉄矿的成矿規律进行了总結，并着重討論了泥盆紀沉积鉄矿的富集規律，指出其富化有两种情况：一是受岩相古地理、海水进退規程、古气候、物质来源和搬运沉积条件等綜合因素所控制的原生沉积富矿，另一是成矿后的以接触变质为主、风化为輔的富化。

在会議上，与会者对研究鉄矿成矿規律所发現的新的鉄矿类型产生了很大兴趣，其中如震旦紀陡山坨砂岩底部的菱鉄矿、二迭紀当冲层中的錳菱鉄矿、中生代火山岩系（凝灰质砂頁岩）中的赤鉄矿以及冰水漂砾鉄矿石等。这些新类型鉄矿床的发現，給我国东南各省鉄矿的找矿工作，提供了新的綫索。

裴荣富在会上做了“我国富鉄矿研究情况及今后工作意見”的发言，总結了我国富鉄矿的成矿規律，并指出今后富鉄矿研究工作方向：首先，应把寻找大、中、小型富鉄矿工作紧密地結合起来，要特别重視中小型富鉄矿的寻找工作；其次，对各类型富鉄矿寻找工作要通盘考虑，旣要結合地区地质特点、集中力量寻找主要类型富鉄矿，也应重視其他类型富鉄矿的全面找矿工作；再次，加强对矿石物质成分研究，注意寻找平炉富矿，并在評价工作中，应注意貧、富矿配合使用和有益組分綜合利用的可能性；最后，强調了要用綜合地质普查勘探方法寻找富鉄矿，并及时总結和推广其成功經驗。

在鉄矿成矿規律研究及其預测的基础上，討論了鉄矿地质儲量計算方法，并結合江西省鉄矿地质儲量計算的經驗和典型实例，对地质部地质科学研究院所发的“鉄矿地质儲量計算方法（草案）”进行了修改和补充，一致認为，經修改后可作为初步試行方案。

在会議期間，明确了我国东南各省今后富鉄矿的重点研究工作及找矿方向。无疑地，这将对我国东南八省鉄矿地质工作起着积极的推动作用。

太行山平山、正定、盂縣地區前寒武紀變質岩系現場會議報導*

任　富　根

为了进一步解决太行山一带前寒武紀变质岩系地层的划分等問題，本年六月十五日至廿四日，由山西省地质厅王植总工程师負責主持召集有关单位代表在河北省正定县陈庄、南寺，平山县东回舍，山西省盂县会理一带进行了現場观察和討論。

与会人員都本着百花齐放、百家爭鳴的精神和实事求是、認眞負責的态度，对野外地质現象和爭論的主要問題进行了討論和总結，对一部分分歧意見取得了統一的認識，但对某些問題还有不同的見解。

会議主要針对下列四个問題进行了观察和討論：

一、“建屏羣”底部砾岩問題

与会者一致認为在陈庄观察的“建屏羣”底部砾岩是变质作用、混合岩化作用的产物，除有球状的以外，尙有串珠状、脉状等形态。所有砾石的物质成分由矽綫石、石英及少量微斜長石、磁鉄矿所組成，并受一定的岩性控制。所以这些砾状岩石不是一般沉积作用所造成的砾岩，也不是底砾岩。

二、“阜平羣”、“建屏羣”的接觸关系及建羣問題

与会者大多数認为据观察所及“阜平羣”与“建屏羣”之間为逐漸过渡的整合关系，在变质作用、混合岩化作用及构造形态上都很难看出有显著的不同[1]，得不出两套不同构造类型的概念。从岩性或建造方面看，可以作为两个塡图单位处理，称为“岩組”或者具有一定时代意义的“組”，建羣則尙感依据不足。对所謂超复現象，經过野外观察，但未明确看到。

三、关于“五台羣”底部砾岩問題

根据在盂县会理的观察，所謂五台羣“底部砾岩”的砾石成分均为石英岩、砾石的长度与厚度之比値很大，有时并可沿走向漸变为薄板状石英岩，和构成砾石的石英顆粒也沒有激烈，根据这些事实，与会者大多数認为不是“砾岩”更不具有“底砾岩”性质。

譚应佳根据“砾岩”中“砾石”与周围界綫清楚、并发現有伟晶岩的砾石的事实[2]，認为仍是底砾岩。

四、关于“建屏羣”与“五台羣”的划分及接觸关系問題

所謂五台羣底部砾岩层是由上述的三层“砾岩”組成，其上下地层的岩性及变质程度无显著的差别，产状也一致未見到有角度不整合接触現象，在其下仍可見到有相同类型“砾岩”存在。与会者一般認为所謂“底部砾岩层”不具有划分地层时代的意义，“建屏羣”和五台羣的划分和不整合接触的依据都不足。因限于时間，这次在野外对所謂两羣間的区域性超复現象未及观察与研究，但据山西区測队資料，这是变质作用、混合岩化作用的不同所形成的假相。

譚应佳認为“五台羣”有超复“建屏羣”的現象，并在所謂底部砾岩层之下发現有“古风化面”[3]，因此保留有不整合和分羣的意見。

通过現場观察和討論，除个別人保留若干意見外，与会者一般認为北京地质学院五台山太行山队对古老变质杂岩的地层划分意見的正确性，即：

---

* 参閱地质学报第41卷第1期“华北前寒武紀地质及变质岩研究現場会議报导”。

1) 在“四亩地”伟晶岩脉穿过了“阜平羣”和“建屏羣”，沒有看到譚应佳所指出的有早于“建屏羣”的伟晶岩脉，以及認为阜平羣、建屏羣在区域构造上有明显的差別，建屏羣在大区域內有超复在阜平羣之上的現象。

2) 与会其他人沒有見到伟晶岩的砾石，而在底部砾岩层中見有伟晶岩以脉状、囊状产出。

3) 与会人員未能同行观察。

元古界	滹沱羣
	～～～角度不整合～～～
太古界	五台羣
	～～～不整合～～～
	建屏羣
	～～～不整合～～～
	阜平羣

表示需要进一步加以研究，这次在关鍵性地区观察的地质現象尚不能导致該队所得的結論。

此外，部分人在平山东回舍野外观察时，認为滹沱羣底部与下伏的"陈庄組"[1]都遭受了混合岩化作用，岩性差别也不大，很难看出有明显的角度不整合和沉积間断的現象，因而有的人怀疑"湾子組"可能有一部分为滹沱羣的較深变质相，但在会議中未及进行深入的討論，有待进一步研究解决。

最后，总結会議上，大家認为本区前寒武紀变质岩系問題比較复杂，还存在着一些分歧意見，需要深入研究，建議有关单位进一步开展工作。

1) 河北省地质局区測队在太行山区将太古代地层自下而上划为"陈庄組"、"湾子組"。

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ (Том. 41, № 2)

Содержание

Геологические особенности образования богатых руд железных месторождений известных важных типов в Китае ……………………………
Пэй Юнь-фу, Тао Хуэй-лян, Е Цин-тун, Чжао И-мин, Ван Лий-хуа (95)

Литологическая фация и генезис осадочных железорудных месторождений нинсянского типа в западной части Хубэй……………Фу Цзя-мо (112)

Геология железорудных месторождений скарнового типа на восточном склоне Тайханшань ……………………………………Ли Ли-мин (129)

Комплексные методы сопоставления угленосных толщей и пластов угля одного месторождения……………………………………………
……………………… Хань Шу-фэнь, Чжэн Ли-сюань, Ван Суй-нянь (136)

Вопросы о стратиграфической корреляции отложений нижнего карбона южного и северного склонов хребта Чиляньшань на основании изучения фаун кораллов…………………………Юй Цзянь-чжан, Лин Ин-дан (154)

О роли и рациональном применении методов потоков рассеяний и гидрохимии в комплексах геолого-поисковых работ ………………………
……………………………… Кан Ди-бэнь, У Чэн-ле, Ли Шань-фан (175)

Перед новыми горизонтами…………………………………П. Антропов (185)

О генезисе пегматитов…………………………………Е. И. Нефёдов (192)

Исследование влияния основных факторов на скорость бурения скважин высокопрочной дробью…………………………М. В. Гагулин (199)

Краткое изложение главных взглядов по геотектонике Китая……………
……………………………………………………………Юй Шэн (212)

Вопросы геотектоники Китая ……………………………Се Цзянь-жун (218)

Сообщения о конференции по прогнозу железорудных месторождений восьми провинций Юго-Востока Китая………………Е Цин-хуань (230)

Сообщения конференции по изучению докембриского комплекса в районах Пиншань, Чжендин, Юйщин Тайханшань ……………… Жин Фу-гин (231)

ACTA GEOLOGICA SINICA (Vol. 41, No. 2)

Contents

Geological Characteristics of the Known Type of High Grade Deposits, China······Pei Jung-fu, Tao Hwei-lian, Ye Ching-tong, Chao I-min, Wang Li-hwa (95)

Facies and Genesis of Sedimentary Iron Deposits of Ningsiang-type, Western Hupei ············ Fu Chia-mo (112)

Geology of the Iron Deposits of Skarn Type, Along the Eastern Slope of the Taihangshan············Lee Li-ming (129)

The Complex Correlation of the Coal Series with Their Respective Coal Seams of a Coal Field············Han Shu-fen, Zheng Li-suan, Wang Su-nyen (136)

Discussion on the Correlation of Early Carboniferous Stratigraphy of Southern and Northern Slopes of the Chilianshan as Based upon the Study of Its Anthozoa Content ············ Yu Chian-chang, Lin In-dun (154)

On the Role and the Rational Utilization of Geochemical Dispersion Train and Hydrogeochemical Methods in Complex Geological Prospecting ························Kang Gi-ben, Wu Chen-le, Lee Shan-fan (175)

Under New Envinomemts ············P. Antropov (185)

On the Genesis of Pegmatite ············E. I. Nefedov (192)

A Study on the Main Factors Influencing the Speed of Well Boring with High-strength Shuts············M. V. Gagulin (199)

Brief Introduction of the Various Geotectonic Exposition in China·········Yu Sun (212)

Problems in Chinese Geotectonic ············C. Y. Hsieh (218)

Notes of the Conference on the Prognastic Study of Iron-ore Deposit of Eight Provinces in South-east China ············Ye Ching-huan (230)

On the Field Conference for the Study of Pre-Cambrian Metamorphic Series of the Pinshan, Chengting, Yuhsing Region of Taihanshan ·········Zen Fu-gin (231)

地质学报 第四十一卷 第二期

（季 刊）

Acta Geologica Sinica Vol. XLI, No. 2

編 輯 者	中国地质学会 地质学报編輯委員会
出 版 者	科学出版社
印 刷 者	中国科学院印刷厂
总发行处	北京市邮局
訂 购 处	全国各地邮电局
代訂零售处	全国各地新华书店 科学出版社各地門市部

（京）0001—3,500 1961年9月出版（延至11月出版）

本刊代号：报 2—113

定价：0.70元